



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA

THAILLI CONTE

**PADRÕES DE FLUXO E DEFORMAÇÃO RÚPTIL DA FORMAÇÃO SERRA  
GERAL NO PLANALTO SERRANO, SC**

Florianópolis

2015

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,  
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Conte, Thailli

PADRÕES DE FLUXO E DEFORMAÇÃO RÚPTIL DA FORMAÇÃO SERRA  
GERAL NO PLANALTO SERRANO, SC / Thailli Conte ;  
orientador, Breno Leitão Waichel ; coorientador, Luiz  
César Corrêa-Gomes. - Florianópolis, SC, 2015.

81 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) -  
Universidade Federal de Santa Catarina, Centro de  
Filosofia e Ciências Humanas. Graduação em Geologia.

Inclui referências

1. Geologia. 2. Tectônica rúptil. 3. Bacia do Paraná. 4.  
Paleofluxo. 5. Província Paraná-Etendeka. I. Leitão  
Waichel, Breno. II. Corrêa-Gomes, Luiz César . III.  
Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em  
Geologia. IV. Título.

THAILLI CONTE

**PADRÕES DE FLUXO E DEFORMAÇÃO RÚPTIL DA FORMAÇÃO SERRA  
GERAL NO PLANALTO SERRANO, SC**

Trabalho de conclusão de curso submetido ao Departamento de Geociências, Curso de Geologia, da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do Grau de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Breno Leitão Waichel

Co-Orientador: Prof. Dr. Luiz César Corrêa-Gomes

Florianópolis

2015

THAILLI CONTE

**PADRÕES DE FLUXO E DEFORMAÇÃO RÚPTIL DA FORMAÇÃO SERRA  
GERAL NO PLANALTO SERRANO, SC**

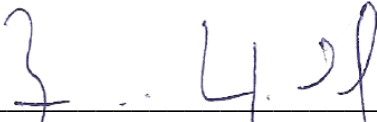
Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Geologia, e aprovado em sua forma final pelo Curso de Graduação em Geologia.

Florianópolis, 10 de dezembro de 2015.

---

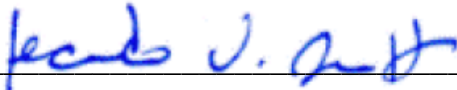
Prof. Dr. Juan Altamirano Flores  
Coordenador do Curso

**Banca Examinadora:**

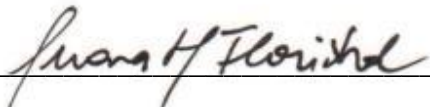
---

Prof. Dr. Breno Leitão Waichel  
Orientador  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Prof. Dr. Fernando Jacques Althoff  
Universidade Federal de Santa Catarina

---

Profa. Dra. Luana Moreira Florisbal  
Universidade Federal de Santa Catarina

*Ao meu pai, mãe e irmã.*

## AGRADECIMENTOS

Ao meu pai, Antonio, e à minha mãe, Neiva, por todo o trabalho, sacrifício e incentivo ao longo destes anos de graduação para que este momento se tornasse possível. Espero melhorar cada vez mais e fazer vocês sempre orgulhosos.

À minha "erman", Karla, e ao Lucas, pela ajuda e suporte em diversos momentos.

Ao Breno, pela orientação e amizade ao longo destes anos de LABLAM.

Ao Thiago, pela parceria de antes e pelo apoio de sempre.

Ao Ivan e à Iasmine, pelos conselhos, ajuda e carinho que me foram dados.

Aos meus amigos da turma de 2010, Taynah, Pâmela, Monique, Ju, Elias, João, Rachid, Esdras, Bruninho, Érico, Rodolfo, Pedro UFRGS, Beijo, Toffol, Mariah, Garotinho, Fernanda e Manu. Sem dúvidas vocês fizeram destes anos os melhores até agora, me ensinaram e contribuíram, cada um à sua maneira, para que eu me tornasse a pessoa que sou hoje. Desejo muito sucesso a todos vocês e que cada reencontro seja como se tivéssemos nos visto ontem.

Aos amigos do LABLAM, pelas risadas e cafés.

À Angélica, que eu sei que morre de saudades de dividir casa comigo, e ao Cauê, pelas conversas e vôleis na praça.

Aos meus amigos de Eral, Gabi, Daia, Maiara, Bruna e Jean, quando me aposentar eu volto!

*To the people from RHUL and Egham, Prof. Alderton, Sarah, Allan, Roseane, Claudia, Nas, Jae, Kingswood bitches, Iceland field trip crew and PhotoSoc people, you have no idea how much you have changed me in such a short period of time.*

Obrigada ao meu co-orientador, Prof. Luiz César Corrêa-Gomes, pela ajuda na reta final com a análise dos dados.

Obrigada aos GeoFormandos 2015 pela parceria, ao Érico e ao Matheus pela ajuda com o ArcGis, ao Prof. Fernando pelas sugestões no capítulo de geologia estrutural, e aos demais professores do curso de Geologia da UFSC, que me passaram importantes lições sobre esta ciência apaixonante. Obrigada também aos membros da banca, pela avaliação deste trabalho, e ao projeto Espepetro, pelo suporte financeiro essencial para concretização deste trabalho.

Por fim, a todos aqueles que estiveram comigo e que de alguma forma torceram por mim nessa jornada.

*"Nothing is built on stone;  
all is built on sand,  
but we must build,  
as if the sand were stone."*

Jorge Luis Borges

## RESUMO

O processo de separação do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul, desde o Mesozoico, ainda é objeto de muitas incertezas. Acredita-se que a Província Magmática Paraná-Etendeka, e as rochas da Formação Serra Geral, estejam diretamente relacionadas a este processo e possam servir de fonte de informações sobre a abertura continental. As lavas Serra Geral são ricas em macroestruturas de fluxo e indicadores cinemáticos e, apesar disso, um modelo estrutural sobre os padrões de fluxo relacionado com os campos de paleotensão ainda não foi definido. Os principais objetivos deste trabalho foram identificar os padrões de paleofluxo magmático dos derrames, a migração dos campos de paleotensão e qual a influência que estes exerceram no padrão de distribuição dos derrames de lava dentro da área de estudo. Para isto as estruturas foram divididas entre (i) estruturas relacionadas ao fluxo ( $S_0$ , amígdalas e gotas) e (ii) estruturas rúpteis ou de extensão (fraturas, falhas, veios e diques). Diagramas de roseta de direção e diagramas de isodensidade de frequência a partir de polos de planos foram gerados utilizando o software *Stereonet*®. Para definição da orientação dos campos de tensão e reconstrução de paleostress foi aplicado o método de inversão direta proposto por Allmendinger (2011), utilizando-se do software *FaultkinWin*®. Os resultados revelaram um padrão de distribuição de estruturas em planos ortogonais orientados a NE e NW, com forte controle nas direções de fluxo por parte das estruturas formadas durante a extensão NE e além disso, evidenciam a reativação de estruturas locais e seu papel na alimentação do magmatismo. A análise de paleotensão identificou a ocorrência de três eventos tectônicos principais, um primeiro dominado por extensão NE, a migração do tensor  $\sigma_1$  para uma posição inclinada que causou transcorrência na região, e por fim movimentos de compressão localizada possivelmente relacionados à intrusão do Complexo Alcalino de Lages.

**Palavras-chave:** Formação Serra Geral, Província Paraná-Etendeka, Gondwana, paleofluxo, paleotensão.



## ABSTRACT

The dynamics of the Gondwana break-up and the opening of the South Atlantic Ocean are still under much debate. It is thought that the rocks from the Serra Geral Formation and the Paraná-Etendeka Igneous Province are directly related to this process and can be used as a source of information on the continental break-up. The volcanic rocks from the Serra Geral Formation are rich in flow related structures and kinematic indicators and, despite this fact, a model based on paleostress field reconstruction has not yet been defined. This work aims primarily to identify the magmatic paleoflow within the floods, the migration of the paleostress fields and their influence on the distribution of the flows over the study area. To accomplish this goal, the structures were divided between (i) flow related structures ( $S_0$ , amygdales and drops) and (ii) extensional and deformational structures (fractures, faults, veins and dykes). Rose diagrams for trend and frequency isodensity polar stereograms were generated using Stereonett® software. To define the orientation of the *stress* fields and for paleostress reconstruction the direct reverse method proposed by Allmendinger (2011) was applied using the FaultkinWin® software. The results revealed that the structures are organised into NE and NW oriented orthogonal planes, and that the flow directions are strongly controlled by a part of the structures formed by the rifting with NE extension. Furthermore, they show evidence on the local reactivated structures and the role played by these structures as sources of the magmatism. The paleostress analysis has identified 3 main tectonic events: the first one is dominated by extension towards NE; in the second event the migration of the  $\sigma_1$  tensor occurs, from vertical to inclined position, causing strike-slip movements; and the last one, characterized by local compression events, possibly linked to the Lages Alkaline Complex intrusion.

**Key-words:** Serra Geral Formation, Paraná-Etendeka Igneous Province, Gondwana break-up, paleoflow, paleostress.

## LISTA DE FIGURAS

<b>FIGURA 1</b> - CONTEXTO GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO NA BACIA DO PARANÁ, PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ E FORMAÇÃO SERRA GERAL (ADAPTADO DE WAICHEL <i>ET AL.</i> , 2012).	16
<b>FIGURA 2</b> - MAPA GEOLÓGICO E DE LOCALIZAÇÃO E ACESSOS AOS AFLORAMENTOS ESTUDADOS NA ÁREA DE TRABALHO COM SUBDIVISÃO EM SETORES. BASE CPRM.	17
<b>FIGURA 3</b> - DECOMPOSIÇÃO DO VETOR DE <i>ESTRESSE</i> ( $\Sigma$ ), EM NORMAL ( $\Sigma_N$ ) E DE CISALHAMENTO ( $\Sigma_{S_1/S_2}$ ) (FONTE: FOSSEN, 2010).	18
<b>FIGURA 4</b> - ESFORÇOS ORTOGONAIS APLICADOS A UM CUBO. OS ESFORÇOS TANGENCIAIS ( $\Sigma_{ZX}$ , $\Sigma_{ZY}$ , ETC.) SE ANULAM. $\Sigma_{ZZ}$ , $\Sigma_{XX}$ E $\Sigma_{YY}$ SÃO OS EIXOS PRINCIPAIS DE ESFORÇOS (FONTE: FOSSEN, 2010).	19
<b>FIGURA 5</b> - ELIPSOIDE DE ESFORÇOS (FONTE: FOSSEN, ANO 2010).	19
<b>FIGURA 6</b> - COMPONENTES DA DEFORMAÇÃO (FONTE: DAVIS <i>ET AL.</i> , 2011).	21
<b>FIGURA 7</b> - TIPOS DE DEFORMAÇÃO. (FONTE: PARK, 1997).	22
<b>FIGURA 8</b> - ELIPSOIDE DE DEFORMAÇÃO (FONTE: FOSSEN, 2010).	22
<b>FIGURA 9</b> - REGIME EXTENSIONAL E SUA INFLUÊNCIA ESTRUTURAL NA CONFIGURAÇÃO DO RELEVO. (ADAPTADO DE FOSSEN, 2010).	23
<b>FIGURA 10</b> - ORIENTAÇÃO DE ESTRUTURAS EM RELAÇÃO AOS EIXOS DE ESFORÇOS (FONTE: FOSSEN, 2010).	24
<b>FIGURA 11</b> - DISTRIBUIÇÃO TRIDIMENSIONAL DE VESÍCULAS EM BLOCO DIAGRAMA COM ORIENTAÇÃO ESPACIAL PARA DETERMINAÇÃO DE DIREÇÃO DE FLUXO. A) ESTRUTURA EM GOTA INDICATIVA DE SENTIDO. (ADAPTADO DE COWARD, 1980).	26
<b>FIGURA 12</b> - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA DEFORMAÇÃO CAUSADA PELO FLUXO EM UM <i>PIPE</i> (ADAPTADO DE WATERS, 1960).	27
<b>FIGURA 13</b> - ESTRUTURAS EM CORDA ASSOCIADAS AO FLUXO DA LAVA (ADAPTADO DE SLIM <i>ET AL.</i> , 2009).	28
<b>FIGURA 14</b> - ARCABOUÇO TECTÔNICO DA BACIA DO PARANÁ COM DESTAQUE PARA AS PRINCIPAIS ESTRUTURAS QUE MODELARAM A CALHA DE DEPOSIÇÃO, FEIÇÕES ASSOCIADAS À PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA E LINEAMENTOS ESTRUTURAIS QUE AFETAM A ÁREA (ADAPTADO DE ZALÁN <i>ET AL.</i> , 1990; WAICHEL <i>ET AL.</i> , 2012; FLORISBAL <i>ET AL.</i> , 2014).	33
<b>FIGURA 15</b> - A) SUPERFÍCIES $S_0$ SUB-HORIZONTAIS; B) PLANO DE $S_0$ CORTADO POR DIQUE VERTICAL; C) CONTATO ENTRE DERRAMES MARCANDO O PLANO $S_0$ ; D, E) DIQUES DE DIABÁSIO CORTANDO OS DERRAMES NA FSG.	40
<b>FIGURA 16</b> - A) DIQUE DE ARENITO VISTO EM PLANTA; B) DIQUES DE ARENITO COM RELAÇÃO DE CORTE; C) VÊNULA DE QUARTZO.	41
<b>FIGURA 17</b> - A) PLANO $S_0$ E AMÍGDALAS ESTIRADAS DE ACORDO COM A DIREÇÃO DO FLUXO; B) AMÍGDALAS ESTIRADAS E EM FORMATO DE GOTA EM DETALHE; C) LINHAS DE ORIENTAÇÃO DAS AMÍGDALAS; D) VESÍCULA EM FORMA DE GOTA INDICATIVA DE SENTIDO DE FLUXO.	42
<b>FIGURA 18</b> - A) PLANOS DE FRATURAMENTO HORIZONTAL E VERTICAL; B) ZONA DE CISALHAMENTO SUB-HORIZONTAL.	43
<b>FIGURA 19</b> - MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO MOSTRANDO OS PRINCIPAIS LINEAMENTOS DA ÁREA DE ESTUDO. DIAGRAMA DE ROSETAS REPRESENTANDO A DENSIDADE DOS PLANOS DE ORIENTAÇÃO DOS LINEAMENTOS MAPEADOS.	44
<b>FIGURA 20</b> - DIAGRAMA DE ROSETA (A) COM INTERVALOS DE $10^\circ$ E DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS (B) EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 5 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES PRIMÁRIAS ( $S_0$ ), NO INTERVALO 1 DA ÁREA DE ESTUDO.	45
<b>FIGURA 21</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS INTERVALADO DE $10^\circ$ EM $10^\circ$ E (B) DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA DISTRIBUIÇÃO DE 4 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS NO INTERVALO 1.	46
<b>FIGURA 22</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA <i>STRIKE</i> DAS 64 MEDIDAS DE FRATURAS DO INTERVALO 1, COM INTERVALOS DE $10^\circ$ E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA O MESMO INTERVALO.	47
<b>FIGURA 23</b> - DIAGRAMA DE ROSETA (A) COM INTERVALOS DE $10^\circ$ EM $10^\circ$ E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 25 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES PRIMÁRIAS ( $S_0$ ) DO INTERVALO 2.	47

<b>FIGURA 24</b> - DIAGRAMA DE ROSETAS (A) COM INTERVALO DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 9 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS NO SEGUNDO INTERVALO. ....	48
<b>FIGURA 25</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA 273 MEDIDAS DE FRATURAS COM INTERVALOS DE 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR PARA AS FRATURAS DO INTERVALO 2. ....	48
<b>FIGURA 26</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETA PARA DIREÇÃO DE 15 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES $S_0$ DO INTERVALO 3, COM INTERVALO DE 10° COM MÁXIMO ENTRE N031°-040° E N061°-070°. (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA SCHIMDT-LAMBERT, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS SUPERFÍCIES PRIMÁRIAS DE FLUXO DESTES MESMO INTERVALO. ....	49
<b>FIGURA 27</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS INTERVALADO DE 10° EM 10° E (B) DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA DISTRIBUIÇÃO DE 40 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS NO INTERVALO 3. ....	50
<b>FIGURA 28</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA STRIKE DAS 379 MEDIDAS DE FRATURAS DO INTERVALO 1, COM INTERVALOS DE 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA O MESMO INTERVALO. ....	50
<b>FIGURA 29</b> - DIAGRAMA DE ROSETA (A) COM INTERVALOS DE 10° EM 10° E DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS (B) EM REDE ESTEREOGRÁFICA SCHIMDT-LAMBERT, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 2 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES PRIMÁRIAS ( $S_0$ ), NO INTERVALO 4 DA ÁREA DE ESTUDO. ....	51
<b>FIGURA 30</b> - DIAGRAMA DE ROSETAS (A) COM INTERVALO DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 32 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS NO QUARTO INTERVALO. ....	51
<b>FIGURA 31</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA 230 MEDIDAS DE FRATURAS COM INTERVALOS DE 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR PARA AS FRATURAS DO INTERVALO DE NÚMERO 4. ....	52
<b>FIGURA 32</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETA PARA 2 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES $S_0$ DO ÚLTIMO INTERVALO, COM INTERVALO DE 10°. (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA SCHIMDT-LAMBERT, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS SUPERFÍCIES PRIMÁRIAS DE FLUXO DESTES MESMO INTERVALO. ....	52
<b>FIGURA 33</b> - DIAGRAMA DE ROSETAS (A) COM INTERVALO DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 4 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS NO QUINTO INTERVALO. ....	53
<b>FIGURA 34</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA 110 MEDIDAS DE FRATURAS COM INTERVALOS DE 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR PARA AS FRATURAS DO ÚLTIMO INTERVALO. ....	53
<b>FIGURA 35</b> - A) DIAGRAMA DE ROSETA, COM INTERVALO DE 10°, PARA 9 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES $S_0$ (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA SCHIMDT-LAMBERT, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS SUPERFÍCIES $S_0$ SUBVERTICAIS NO SETOR A. ....	54
<b>FIGURA 36</b> - DIAGRAMA DE ROSETAS (A) COM INTERVALO DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 18 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS DENTRO DO SETOR A. ....	55
<b>FIGURA 37</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA 174 MEDIDAS DE FRATURAS COM INTERVALOS DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS FRATURAS NO SETOR A. ....	55
<b>FIGURA 38</b> - A) DIAGRAMA DE ROSETA, COM INTERVALO DE 10°, PARA 10 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES $S_0$ (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA SCHIMDT-LAMBERT, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS SUPERFÍCIES $S_0$ SUBVERTICAIS NO SETOR B. ....	56
<b>FIGURA 39</b> - DIAGRAMA DE ROSETAS (A) COM INTERVALO DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 57 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS DENTRO DO SETOR B. ....	56
<b>FIGURA 40</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA 383 MEDIDAS DE FRATURAS COM INTERVALOS DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS FRATURAS NO SETOR B. ....	57
<b>FIGURA 41</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETA, COM INTERVALO DE 10°, PARA 30 MEDIDAS DE SUPERFÍCIES $S_0$ (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA SCHIMDT-LAMBERT, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS SUPERFÍCIES $S_0$ SUBVERTICAIS NO SETOR C. ....	57

<b>FIGURA 42</b> - DIAGRAMA DE ROSETAS (A) COM INTERVALO DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA 13 MEDIDAS DE VEIOS E DIQUES ENCONTRADOS DENTRO DO SETOR C.....	58
<b>FIGURA 43</b> - (A) DIAGRAMA DE ROSETAS PARA 338 MEDIDAS DE FRATURAS COM INTERVALOS DE 10° EM 10° E (B) DIAGRAMA DE ISODENSIDADE DE FREQUÊNCIA DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA AS FRATURAS NO SETOR C.....	58
<b>FIGURA 44</b> - DIAGRAMAS DE ROSETA E ISODENSIDADE DE POLOS REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR, PARA DIQUES/ VEIOS (3 MEDIDAS) E FALHAS/FRATURAS (98 MEDIDAS) ANALISADOS NA ALTITUDE DE 760M DO PERFIL.....	59
<b>FIGURA 45</b> - DISTRIBUIÇÃO DOS PLANOS DAS 150 MEDIDAS DE FRATURAS E FALHAS E ORIENTAÇÃO AS 22 DE VEIOS NO PONTO A 905 M DO PERFIL, REPRESENTADOS EM DIAGRAMA DE ROSETA E ISODENSIDADE DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR. ....	60
<b>FIGURA 46</b> - DIAGRAMA DE ROSETA E DIAGRAMA DE ISODENSIDADE POLAR EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA PARA 15 MEDIDAS DE VEIOS E 43 MEDIDAS DE FRATURAS AOS 955M DE ALTITUDE. ....	60
<b>FIGURA 47</b> - ORIENTAÇÃO E MERGULHO DO DIQUE CORTANDO O PERFIL EM 980M REPRESENTADO NO DIAGRAMA DE ROSETAS E ISODENSIDADE DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA.....	60
<b>FIGURA 48</b> - DISTRIBUIÇÃO DOS PLANOS DA MEDIDA DO DIQUE EM 1030M E ORIENTAÇÃO DAS FALHAS E FRATURAS PARA 10 MEDIDAS NO PONTO A 1070M DE ALTITUDE DO PERFIL, REPRESENTADOS EM DIAGRAMA DE ROSETA E ISODENSIDADE DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR.....	61
<b>FIGURA 49</b> - DIAGRAMAS DE ROSETA E DE ISODENSIDADE DE POLOS EM REDE ESTEREOGRÁFICA IGUAL-ÁREA, HEMISFÉRIO INFERIOR PARA ESTRUTURAS RÚPTEIS, VEIOS E DIQUES DE ALTITUDES VARIADAS AO LONGO DO PERFIL DA SERRA DO RIO DO RASTRO. 1310M 12 MEDIDAS PARA CORPOS FILONIANOS E 10 MEDIDAS DE FRATURAS. 1346M 4 MEDIDAS DE VEIOS/DIQUES E 35 DADOS DE FRATURAS.....	61
<b>FIGURA 50</b> - DIAGRAMAS DE ROSETA PARA SENTIDO (VERMELHO) E DIREÇÃO (AZUL) DE PALEOFLUXO NOS INTERVALOS 1, 2, E 4 DA ÁREA DE ESTUDO. INTERVALO 1: MÁX. 50% N091°-100°. INTERVALO 2: MÁX. 28,57% N261°-270°. INTERVALO 3: MÁX. SENTIDO 25% N111°-120°; DIREÇÃO MÁX. 50% N201°-210°. INTERVALO 4: MÁX. 50% N091°-100°.....	62
<b>FIGURA 51</b> - DIAGRAMAS DE ROSETA PARA SENTIDO (VERMELHO) E DIREÇÃO (VERMELHO) DE PALEOFLUXO DOS SETORES B E C DA ÁREA DE ESTUDO. NÃO HAVIA DISPONIBILIDADE DE DADOS PARA O SETOR A. MÁXIMO 18,18% PARA N090-100 SENTIDO SETOR C. MÁXIMO 22% ENTRE N060-070 PARA SENTIDO E MÁX. DE 40% ENTRE N200-210 PARA DIREÇÃO.....	63
<b>FIGURA 52</b> - MAPA DE SENTIDO E DIREÇÃO DE PALEOFLUXO DAS ESTRUTURAS DE FLUXO DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO SERRA GERAL NA REGIÃO DO PLANALTO SERRANO DE SANTA CATARINA, BASE CPRM E DNPM. ....	65
<b>FIGURA 53</b> - MODELO DE EVOLUÇÃO DE RIFTE MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE A DIREÇÃO DE ABERTURA, A NW, COM A FORMAÇÃO DE PLANOS DE FALHA E ESTRUTURAS NE QUE CONTROLAM OS PADRÕES DE DISTRIBUIÇÃO DO FLUXO MAGMÁTICO NA PMP. (MODIFICADO DE: <a href="http://pixgood.com/east-african-rift-valley-cross-section.html">HTTP://PIXGOOD.COM/EAST-AFRICAN-RIFT-VALLEY-CROSS-SECTION.HTML</a> ). ....	66
<b>FIGURA 54</b> - RECONSTRUÇÃO DOS CAMPOS DE TENSÃO DOS INTERVALOS 1 A 5.....	67
<b>FIGURA 55</b> - DIAGRAMAS DE PALEOTENSÃO PARA OS SETORES AVALIADOS.....	68
<b>FIGURA 56</b> - REPRESENTAÇÃO GRÁFICA DO LEVANTAMENTO REALIZADO AO LONGO DO PERFIL ESTRATIGRÁFICO DA SERRA DO RIO DO RASTRO, CONTENDO A ARQUITETURA DE FÁCIES VULCÂNICAS E COMPORTAMENTO DOS CAMPOS DE TENSÃO (ADAPTADO DE FROZZA, 2015). ....	70
<b>FIGURA 57</b> - A) LOCALIZAÇÃO DA ZONA DE TRANSFERÊNCIA PROPOSTA POR MOULIN <i>ET AL.</i> , (2010) NO CONTEXTO DO GONDWANA. B) RELAÇÃO ENTRE AS ZONAS DE CISALHAMENTO ITAJÁÍ-PERIMBÓ, MAJOR GERCINO E A ZONA DE TRANSFERÊNCIA DO OCEANO ATLÂNTICO E O COMPLEXO ALCALINO DE LAGES NO ESTADO DE SANTA CATARINA (ADAPTADO DE NETO, 2015). ....	72
<b>FIGURA 58</b> - ORIENTAÇÃO DOS CAMPOS DE TENSÃO DURANTE O EVENTO 1. ....	73
<b>FIGURA 59</b> - ORIENTAÇÃO DOS TENSORES DURANTE O SEGUNDO EVENTO.....	74
<b>FIGURA 60</b> - DISPOSIÇÃO DOS CAMPOS DE TENSÃO NO TERCEIRO EVENTO DA EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA ÁREA DE ESTUDO.....	74

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>14</b>
1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA .....	14
1.2. OBJETIVOS .....	15
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS .....	16
<b>2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....</b>	<b>18</b>
2.1. ESFORÇOS .....	18
2.1.1. Campos de Esforços.....	20
2.2. DEFORMAÇÃO.....	20
2.2.1. Elipsoide de Deformação .....	22
2.2.2. Estruturas Rúpteis .....	23
2.2.3. Paleostress.....	24
2.3. ESTRUTURAS DE FLUXO .....	25
2.3.1. Vesículas e Amígdalas Estiradas.....	25
2.3.2. Estrutura em Pipe (pipe vesicles).....	26
2.3.3. Estrutura em Corda (rope pahoehoe).....	27
<b>3. MÉTODOS E TÉCNICAS .....</b>	<b>29</b>
3.1. BASE DE DADOS .....	29
3.2. TRABALHO DE CAMPO .....	29
3.2.1. Coleta de dados.....	30
3.3. ANÁLISE DE DADOS.....	30
<b>4. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL.....</b>	<b>32</b>
4.1. BACIA DO PARANÁ.....	32
4.1.1. Evolução Tectônica e Arcabouço Estrutural.....	34
4.2. PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA E A FORMAÇÃO SERRA GERAL .....	35
4.2.1. Estrutura dos derrames da Formação Serra Geral.....	37
<b>5. ANÁLISE ESTRUTURAL .....</b>	<b>40</b>
5.1. LINEAMENTOS INTERPRETADOS.....	43
5.2. INTERVALOS.....	45
INTERVALO 1 (669m).....	45

INTERVALO 2 (873m a 947m) .....	47
INTERVALO 3 (1110m a 1277m) .....	49
INTERVALO 4 (1315m a 1473m) .....	51
INTERVALO 5 (1703m a 1733m) .....	52
5.3. SETORES .....	54
SETOR A .....	54
SETOR B .....	55
SETOR C .....	57
5.4. PERFIL SERRA DO RIO DO RASTRO .....	59
5.5. ANÁLISE DE PALEOFLUXO .....	62
<b>6. RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>64</b>
6.1. PADRÕES DE FLUXO MAGMÁTICO E CONTROLES DE MIGRAÇÃO .....	64
6.2. PADRÕES DE EXTENSÃO E DEFORMAÇÃO RÚPTIL .....	66
6.3. CAMPOS DE PALEOTENSÃO .....	67
<b>7. MODELO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA .....</b>	<b>73</b>
<b>8. CONCLUSÃO .....</b>	<b>76</b>
<b>9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>77</b>

## 1. INTRODUÇÃO

---

A Bacia do Paraná, distribuída entre os territórios do Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, é uma bacia intracratônica de forma ovalada com área aproximada de 1,4 milhão de km<sup>2</sup> e eixo principal orientado na direção NNE-SSW (Zalán *et al.*, 1990; Milani *et al.*, 2007). É constituída por um pacote vulcano-sedimentar depositado entre 440 e 110 Ma sobre um embasamento composto por rochas ígneas e metamórficas com idades entre 700 a 450 Ma, podendo atingir até 7.000 m de espessura em sua parte central (Zalán *et al.*, 1990; Quintas, Mantovani e Zalán, 1999). Dois terços da bacia estão cobertos por rochas vulcânicas de até 1.700 m de espessura referentes à Formação Serra Geral, sobrepostas aos arenitos eólicos da Formação Botucatu (Melfi, Piccirillo e Nardy, 1988; Milani *et al.*, 2007; Waichel *et al.*, 2012).

A Formação Serra Geral corresponde à porção brasileira da Província Magmática Paraná-Etendeka, cuja contraparte se encontra na Namíbia em território africano, constituindo uma sequência vulcânica anterior à quebra do Gondwana (Jerram *et al.*, 2000; Machado *et al.*, 2009; Waichel *et al.*, 2012). O magmatismo da Formação Serra Geral se deu no Cretáceo Inferior, num intervalo de ~10 milhões de anos, entre 137 e 127 Ma, com clímax aos 132 Ma (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996). Acredita-se que o surgimento desta província tem relação com anomalias térmicas na base da litosfera e que, de alguma forma, estes fenômenos endógenos estão relacionados aos campos de tensão que culminaram na ruptura do Gondwana e na abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Mesozoico (Milani *et al.*, 2007; Machado *et al.*, 2009). Para Mantovani & Zalán (1997), esta anomalia térmica causou o afinamento da parte superior da crosta, resultando em tensões que favoreceram a abertura de uma calha do tipo rifte a partir da reativação de falhas antigas, por onde o magma ascendeu.

### 1.1. CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA

Províncias de derrames basálticos são fonte de informações sobre eventos mantélicos associadas à abertura continental, e a Província Magmática Paraná-Etendeka (PMP) considerando a sua extensão e volume magmático gerado,

constitui a maior área de rochas vulcânicas expostas na América do Sul (Jerram *et al.*, 2000; Machado *et al.*, 2009). Em termos de estruturas, as lavas desta província são ricas em macroestruturas de fluxos (reindicadores) ou indicadores cinemáticos reomórficos, além de sistemas de falhas e fraturas que atuaram nas sequências vulcânicas, importantes na investigação dos padrões de preenchimento e interpretações sobre a direção e sentido dos fluxos magmáticos dentro da PMP.

Um modelo estrutural sobre os padrões de fluxo relacionado com os campos de tensão atuantes baseado em dados estruturais obtidos em campo não foi definido e, portanto ainda existem dúvidas acerca da evolução estrutural e da migração magmática durante o preenchimento da PMP, e qual a sua relação com a abertura do Oceano Atlântico Sul.

A análise cinemática e dinâmica nos derrames possibilitará definir os possíveis padrões de fluxo magmático (orientação dos planos de propagação e localização dos condutos alimentadores do magma), os principais sistemas de fraturas e falhas gerados, assim como a disposição espacial dos tensores máximo, intermediário e mínimo ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ ) dos campos de paleotensão local que atuaram na área de estudo ao longo de sua evolução. Consequentemente, este estudo ajudará no entendimento dos padrões de preenchimento magmático da ombreira norte da Sinclinal de Torres, da migração magmática e na evolução geodinâmica da PMP em relação à migração do continente sul americano durante abertura do Oceano Atlântico Sul.

## **1.2. OBJETIVOS**

O principal objetivo deste trabalho foi identificar os padrões de paleofluxo magmático dos derrames da Formação Serra Geral e a influência que os possíveis campos de paleotensão atuantes exerceram no padrão de distribuição destes derrames de lava na área de estudo.

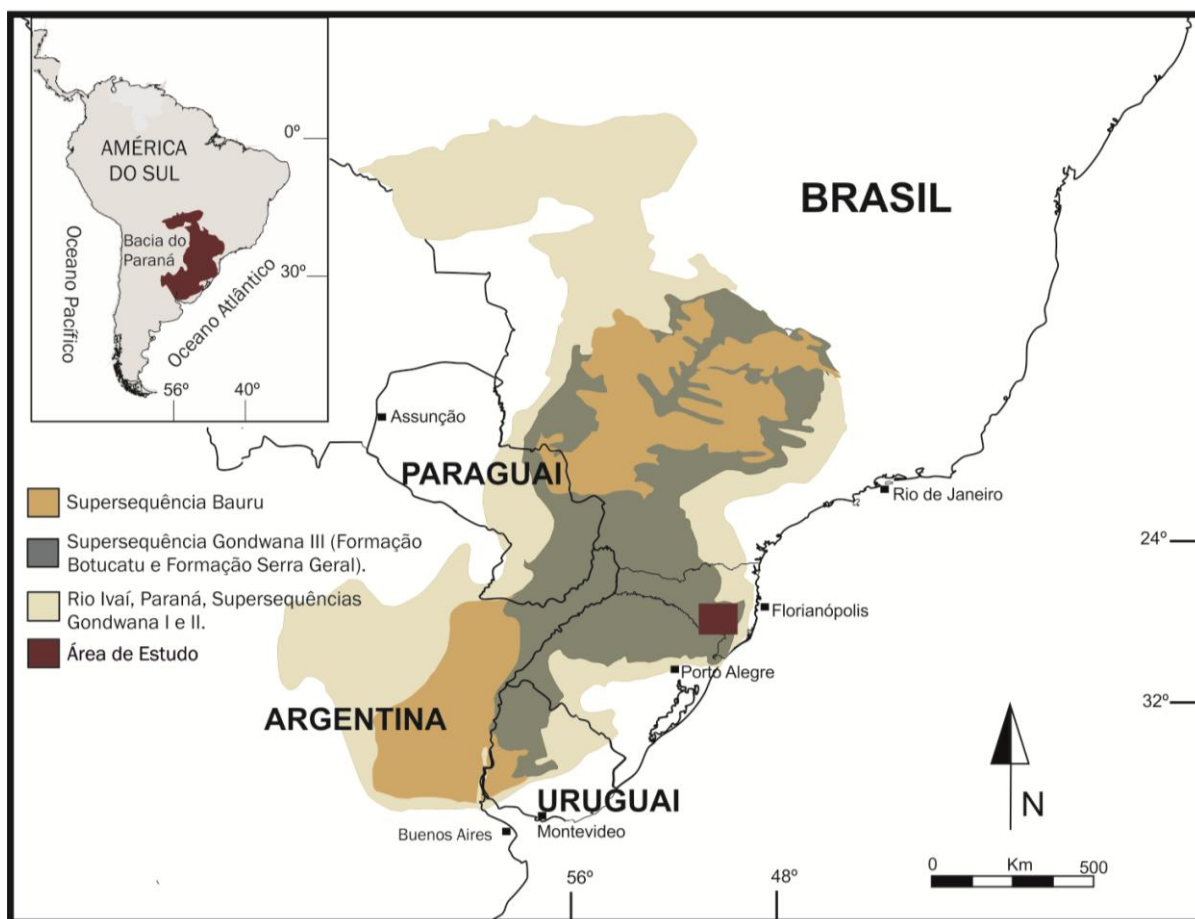
Entre os objetivos específicos destacam-se:

- (I) Determinar o sentido de fluxo dos derrames de lava;
- (II) Definir a orientação e identificar a migração dos campos de paleotensão.



### 1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

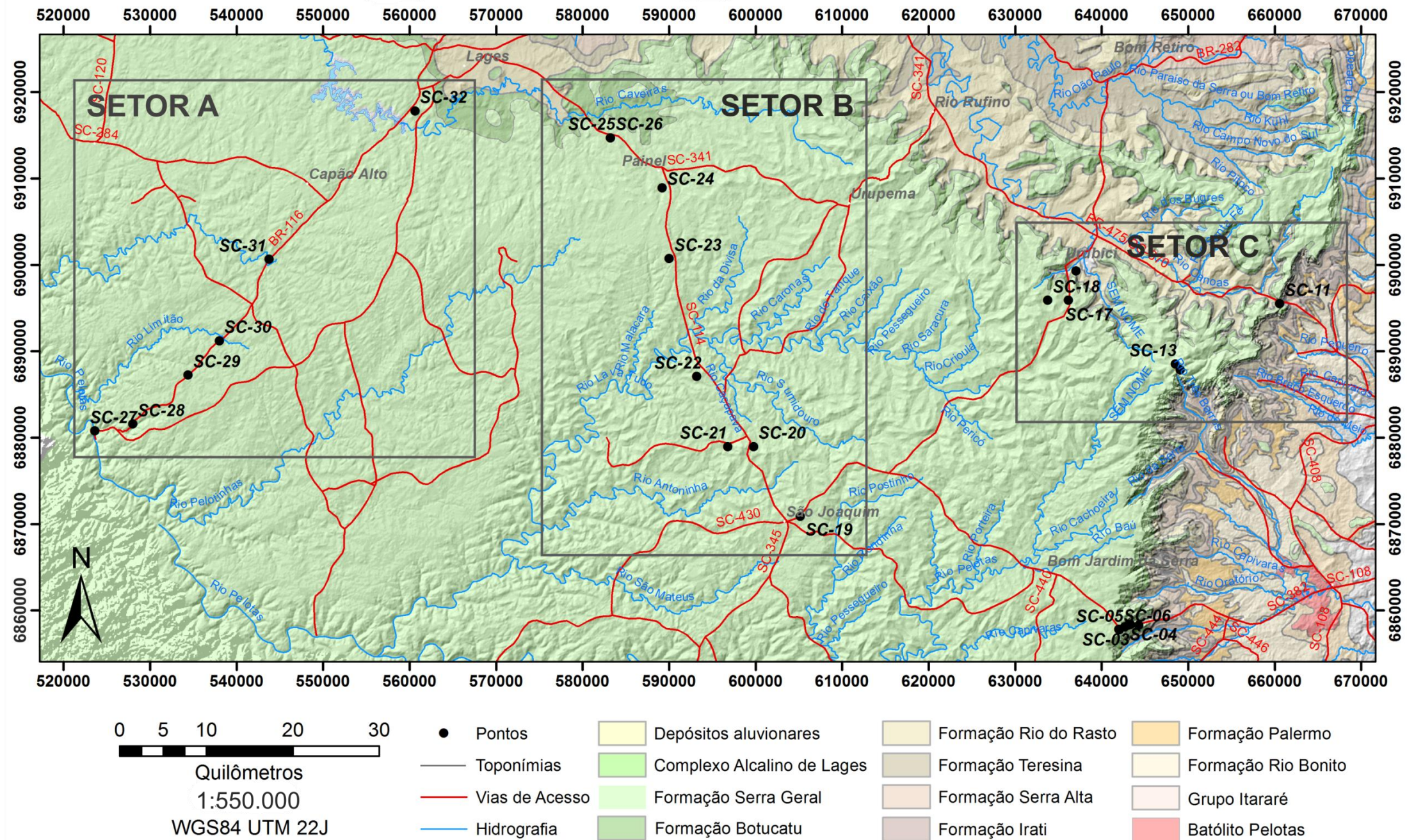
Localizada a aproximadamente 100 km do litoral catarinense, a área de estudo (figura 1) situa-se no limite dos derrames da Formação Serra Geral, na região do Planalto Serrano de Santa Catarina, engloba a Serra do Rio do Rastro, as cidades de Bom Jardim da Serra e Urubici a leste, Lages e Campo Belo do Sul a oeste, passando pelas cidades de São Joaquim e Urupema. Os afloramentos estudados (figura 2) encontram-se, predominantemente, em cortes de estrada e pedreiras em pontos espalhados ao longo da área de estudo. Os principais acessos se dão pelas rodovias BR116, BR228 e BR470. Estradas estaduais e municipais levam ao restante da área.



**Figura 1** - Contexto geológico da área de estudo na Bacia do Paraná, Província Magmática do Paraná e Formação Serra Geral (Adaptado de Waichel *et al.*, 2012).



# MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE AFLORAMENTOS E SETORES



**Figura 2** - Mapa geológico e de localização e acessos aos afloramentos estudados na área de trabalho com subdivisão em setores. Base CPRM.



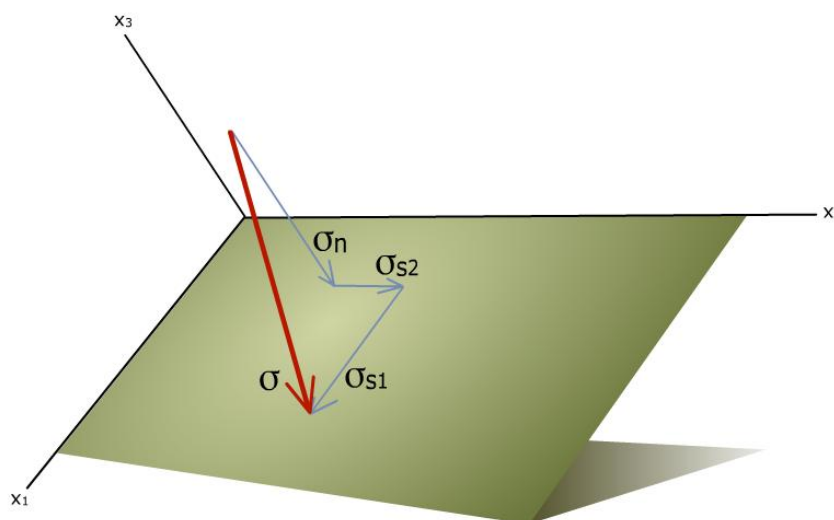
## 2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

---

Neste capítulo são apresentados os fundamentos teóricos de geologia estrutural necessários para o desenvolvimento do trabalho como: noções de esforços, conceito de deformação e campos de tensão e o processo de formação de estruturas indicativas de fluxo.

### 2.1. ESFORÇOS

**Esforço** ( $\sigma$ ) é uma grandeza vetorial definida pela relação entre a força ( $F$ )<sup>1</sup> e a área ( $A$ ) na qual a força está sendo exercida (Park, 1997). Quando representado em duas dimensões, o vetor esforço pode ser decomposto em duas componentes: uma perpendicular à superfície, chamada vetor de estresse normal ( $\sigma_n$ ), e a outra tangencial a ela, chamada de vetor de cisalhamento ( $\sigma_s$ ) (figura 3) (Fossen, 2010). Em três dimensões, o vetor de cisalhamento pode ser decomposto em dois ( $\sigma_{s1}$  e  $\sigma_{s2}$ ) como mostrado na figura 3.



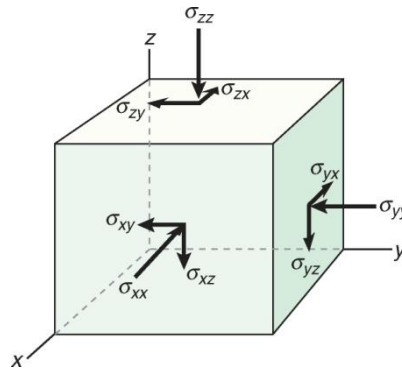
**Figura 3** - Decomposição do vetor de estresse ( $\sigma$ ), em normal ( $\sigma_n$ ) e de cisalhamento ( $\sigma_{s1/s2}$ ) (Fonte: Fossen, 2010).

Na litosfera, pode-se considerar que  $n$  vetores  $\sigma$  atuam em um determinado ponto. Em relação a um cubo infinitamente pequeno de rocha, por convenção,

---

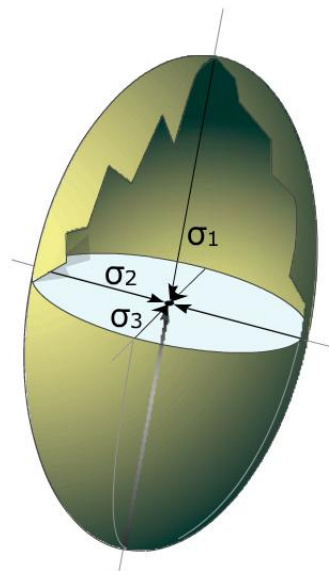
<sup>1</sup> Força é uma grandeza física vetorial composta por dois elementos: a magnitude e a direção, que tem a capacidade de vencer a inércia de um corpo, modificando-lhe a velocidade.

considera-se que existem três direções ortogonais de  $\sigma$ , para as quais  $\sigma_n = 0$  (figura 4). Os esforços nestas três direções são denominados  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$  e convencionalmente tem-se que  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$  (Park, 1997).



**Figura 4** - Esforços ortogonais aplicados a um cubo. Os esforços tangenciais ( $\sigma_{zx}$ ,  $\sigma_{zy}$ , etc.) se anulam.  $\sigma_{zz}$ ,  $\sigma_{xx}$  e  $\sigma_{yy}$  são os eixos principais de esforços (Fonte: Fossen, 2010).

As relações entre os esforços principais na litosfera são representadas pelo **elipsoide de esforços** (figura 5) construído com base nos eixos  $\sigma_1$  - *stress* máximo,  $\sigma_2$  - *stress* intermediário e  $\sigma_3$  - *stress* mínimo (Park, 1997; Fossen, 2010).



**Figura 5** - Elipsoide de esforços (Fonte: Fossen, ano 2010).

### 2.1.1. Campos de Esforços

A atuação dos esforços em um determinado regime tectônico origina um **campo de esforços**, ou de tensão, que pode influenciar a deformação de uma área limitada, em um dado período de tempo. Campos de tensão variam de acordo com a oscilação do regime tectônico global e, localmente, o *stress* influencia na flexão de camadas, formação de falhas, além de outros efeitos (Fossen, 2010).

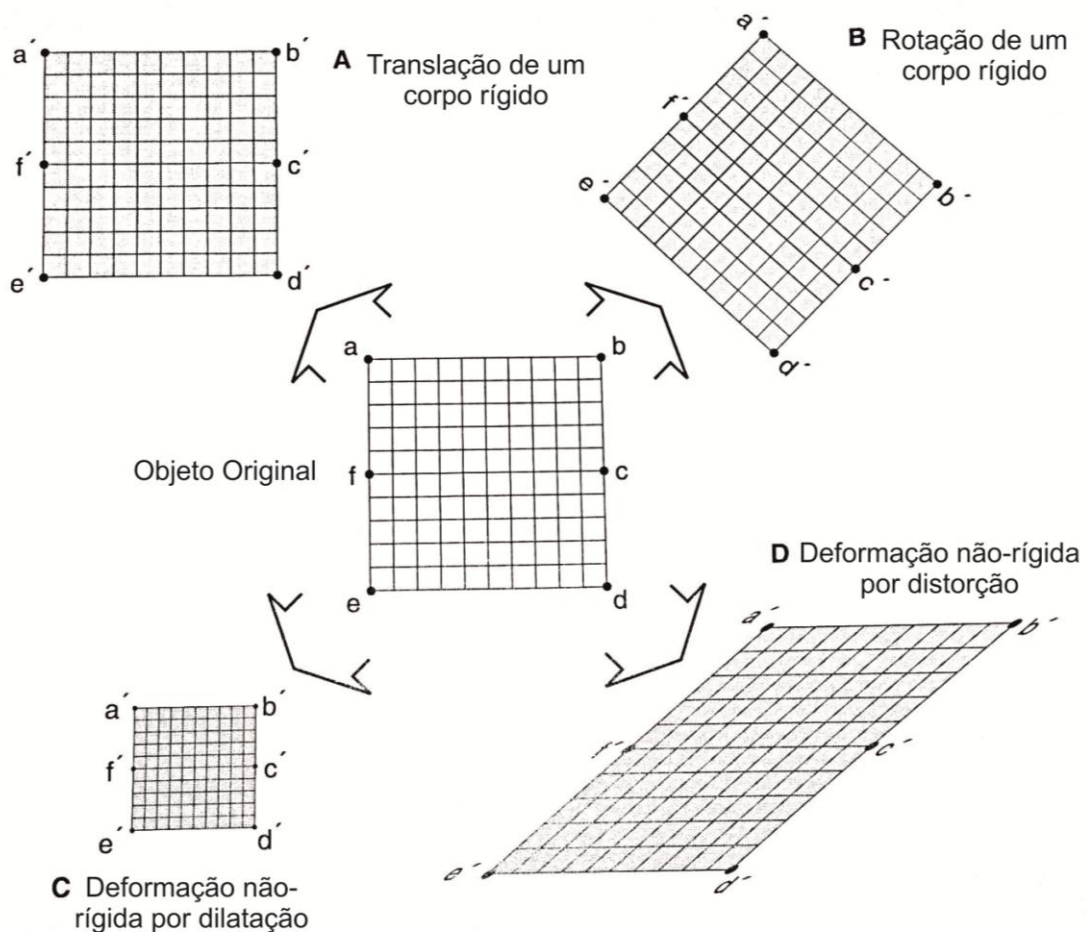
Quando os elipsoides de deformação representativos de um campo de tensão são idênticos em forma e orientação em todos os pontos de um volume considerado, diz-se que neste volume o campo de tensão é homogêneo ou uniforme, caso contrário, o campo de tensão é heterogêneo.

## 2.2. DEFORMAÇÃO

O termo deformação é utilizado para se referir ao processo que causa mudanças físicas em um material, resultante da aplicação de esforços sobre o mesmo (Park, 1997). Em geologia estrutural, pode também ser utilizado para se referir à distorção sofrida por uma rocha, causando a alteração espacial dos seus elementos (Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011).

A deformação inclui translação, rotação, distorção e dilatação (figura 6). A **translação** envolve a mudança de posição de todos os componentes da rocha na mesma direção e distância (Davis *et al.*, 2011). O termo **rotação** é usado para se descrever o movimento de giro do volume em estudo, e envolve a rotação física uniforme do corpo de rocha (Fossen, 2010). Em ambos os casos o corpo rígido se move de maneira intacta, sem alteração de forma ou tamanho (Davis *et al.*, 2011).

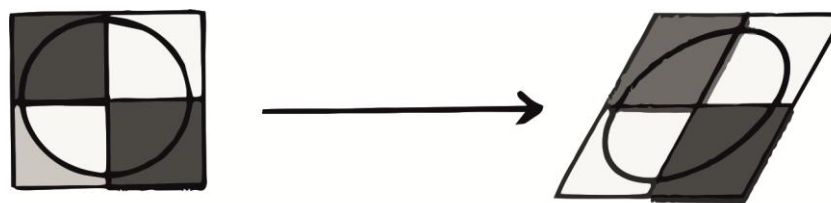
Quando há alteração na forma e volume, tem-se dilatação ou distorção, e os pontos de referência do corpo não rígido mudam de localização relativa uns aos outros (Davis *et al.*, 2011). A **dilatação** é caracterizada pela mudança de volume, seja para mais ou para menos, afetando o espaçamento, comprimento e orientação das linhas do material em questão (Davis *et al.*, 2011). Já a **distorção** é uma deformação definida como qualquer alteração de forma, orientação, comprimento e espaçamento entra as linhas de um material, com ou sem variação de volume. Implica que as partículas da rocha sofreram mudança de posição em relação umas às outras (Fossen, 2010; Davis *et al.*, 2011).



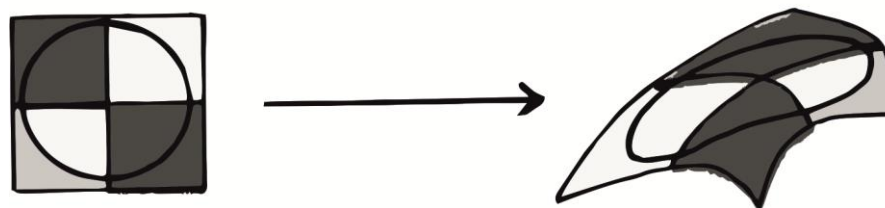
**Figura 6** - Componentes da deformação (Fonte: Davis *et al.*, 2011).

Quando a magnitude de *strain* é igual em todas as partes de um corpo diz-se que este volume sofre **deformação homogênea** (figura 7). Neste caso, ao passar do estado não deformado para o estado deformado, linhas paralelas no corpo permanecem paralelas e linhas retas continuam retas. (Park, 1997; Davis *et al.*, 2011).

A **deformação** é **heterogênea** (figura 7) nos casos em que as linhas retas tornam-se curvadas e as linhas paralelas deixam de ser paralelas, como resultado de diferentes taxas de *strain* dentro do corpo (Park, 1997).



A - Deformação homogênea



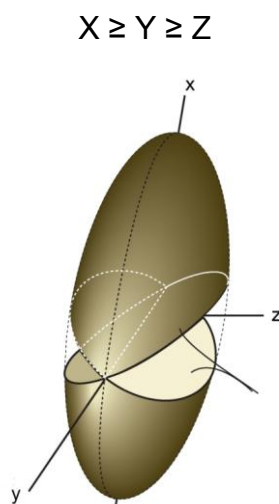
B - Deformação heterogênea

**Figura 7** - Tipos de deformação. (Fonte: Park, 1997).

### 2.2.1. Elipsoide de Deformação

A mudança espacial relacionada à deformação pode ser representada através de um elipsoide de deformação, ou seja, uma esfera com a forma deformada de acordo com o corpo de rocha em análise.

O elipsoide de deformação (figura 8) é composto por três eixos, referidos por X, Y, e Z, sendo X o eixo de estiramento principal, Z o mais curto, e Y o intermediário. Desta maneira tem-se que:



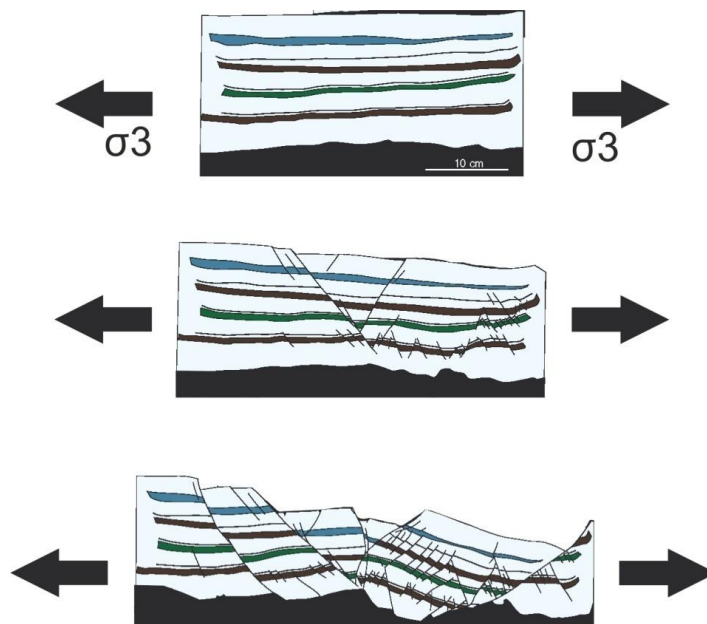
**Figura 8** - Elipsoide de deformação (Fonte: Fossen, 2010).

### 2.2.2. Estruturas Rúpteis

A atuação de um campo de esforços, ou tensão, pode resultar na deformação de um corpo. A **deformação rúptil** ocorre quando o estresse atuante sobre uma rocha excede o limite de deformação que esta suporta no campo da deformação rúptil causando a ruptura de grãos e fraturamento, dando origem às estruturas de deformação associadas (Fossen, 2010).

Fraturas e falhas são exemplos de estruturas rúpteis com origem relacionada à atuação de esforços. **Fraturas** é definida como qualquer descontinuidade planar ou subplanar estreita, formada por ação de estresse interno (termal/ residual) ou externo (tectônico). Podem ser divididas em: fraturas de cisalhamento, juntas, fissuras ou veios (representam abertura e extensão). Fraturas extensionais se desenvolvem perpendicularmente ao  $\sigma_3$ , ou seja, perpendicular ao eixo de estiramento (X) e paralelas ao eixo de compressão (Z) (Fossen, 2010). **Falhas** são superfícies onde houve deslocamento relativo de blocos, algumas vezes com a formação de estrias de falha que permitem identificar o sentido do deslocamento (Fossen, 2010).

As estruturas, ou conjuntos de estruturas, relacionam-se a regimes tectônicos, o que permite a identificação do campo de estresse que levou ao condicionamento estrutural (figura 9).



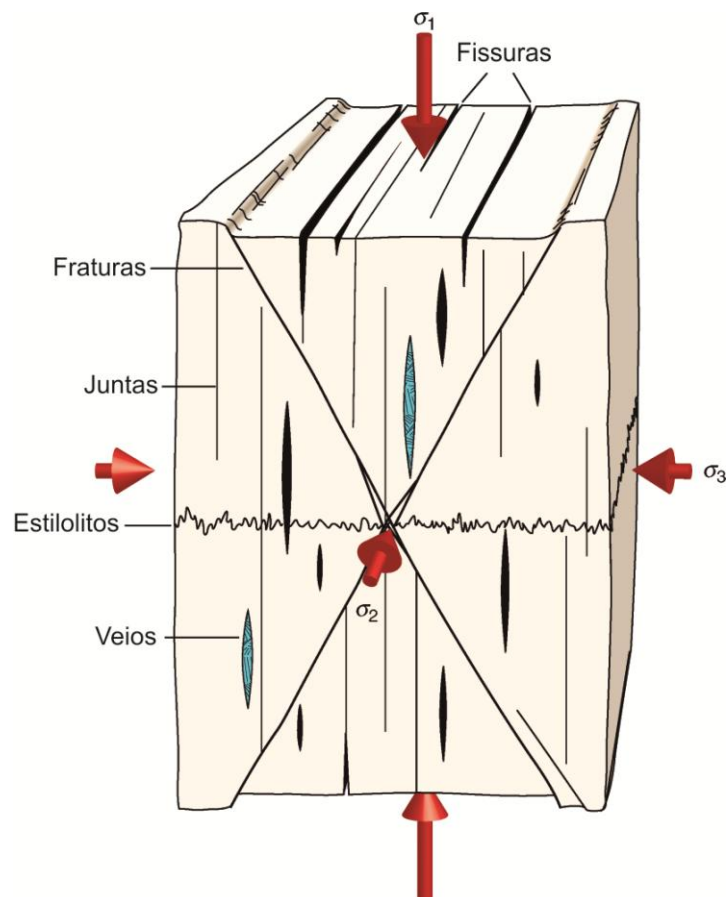
**Figura 9** - Regime extensional e sua influência estrutural na configuração do relevo. (Adaptado de Fossen, 2010).



### 2.2.3. Paleostress

Reconstruir os valores absolutos dos campos de tensão é, na maioria das vezes, impossível, porém estimar a magnitude relativa e a forma do elipsoide de deformação é possível através de dados de famílias de falhas e fraturas. A análise de falhas permite determinar orientações de paleostress a partir de dados de direção e mergulho do plano de falha, orientação da lineação e sentido de movimento. Um grupo de pequenas falhas dentro de uma área delimitada pode ser analisado para reconstruir o campo de paleostress local e também a direção do eixo de esforço principal. Para tal, assume-se que todas as estruturas foram formadas pelo mesmo campo de tensão, que não houve rotação dos blocos e que as rochas são homogêneas (Angelier, 1979; Fossen, 2010).

Estruturas contracionais tendem a se formar perpendicularmente ao  $\sigma_1$ , enquanto que extensionais são perpendiculares, ou formando alto ângulo com o  $\sigma_3$  (figura 10). Juntas e veios são as estruturas mais simples de se relacionar com *stress* e *strain* e, quando não rotacionadas, definem imediatamente a orientação do  $\sigma_3$ , assim como diques (Pollard, Saltzer e Rubin, 1993; Nemcok & Lisle, 1995).



**Figura 10** - Orientação de estruturas em relação aos eixos de esforços (Fonte: Fossen, 2010).

## 2.3. ESTRUTURAS DE FLUXO

Rochas vulcânicas contêm texturas formadas devido ao fluxo da lava e a processos de degaseificação e cristalização (Manga, 1998; Smith, 2002). A presença destas estruturas em derrames de grandes proporções, como na Formação Serra Geral, é fundamental para determinar a direção de fluxo de derrames individuais e pode fornecer informações sobre proveniência e localização de antigos centros eruptivos (Waters, 1960; Smith & Rhodes, 1972).

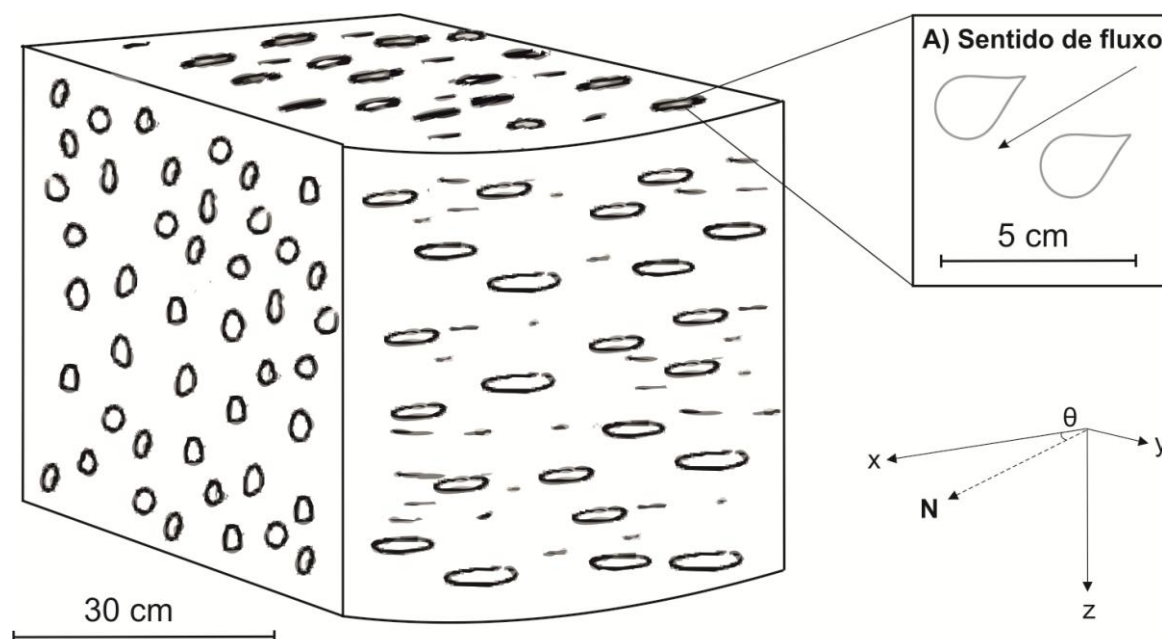
A análise estrutural reconhece que se o fluxo de lava quando submetido a esforços de cisalhamento pode ocorrer a orientação e organização dos materiais constituintes da rocha em texturas e estruturas que refletem o fluxo durante a cristalização (Manga, 1998; Smith, 2002). A combinação de aspectos texturais e estruturais foi utilizada por Waters (1960), Fink & Fletcher (1978) e Smith (2002), entre outros autores, para determinar a direção de fluxo em derrames de basalto e localizar centros eruptivos.

A técnica para determinação da **direção de fluxo** consiste na identificação de estruturas que apresentem lineação, azimute ou direção de fluxo. A **lineação** indica a orientação principal dos componentes macro e microscópicos da rocha, resultantes de fluxo primário ( $S_0$ ), é paralela a ele e obtida a partir da medição de estruturas presentes. O **azimute** indica a direção absoluta do fluxo em qualquer porção do derrame, no caso da presença de lobos, por exemplo, o azimute do lobo será diferente do restante do derrame. Já o **sentido** representa o padrão de movimento entre o fluxo e partes dele, ou seja, a direção absoluta do fluxo do derrame (Smith & Rhodes, 1972).

### 2.3.1. Vesículas e Amígdalas Estiradas

Vesículas em rochas vulcânicas são formadas como consequência da liberação de fases gasosas (Smith, 2002). Quando preenchidas por minerais secundários constituem amígdalas. São geometricamente esféricas, porém, algumas ao subirem em direção ao centro do derrame tendem a ser achatadas e curvadas paralelamente à base do derrame em formas elipsoidais com eixos alongados paralelos ao fluxo, formando alinhamentos planares ou lineares que podem ser

medidos levando-se em conta o plano de observação (figura 11). Neste caso, constituem lineações e representam a direção de fluxo, mas não o sentido. Quando em formato de gota, vesículas indicam sentido absoluto de fluxo (figura 11a) (Coward, 1980; Smith, 2002).



**Figura 11** - Distribuição tridimensional de vesículas em bloco diagrama com orientação espacial para determinação de direção de fluxo. a) Estrutura em gota indicativa de sentido. (Adaptado de Coward, 1980).

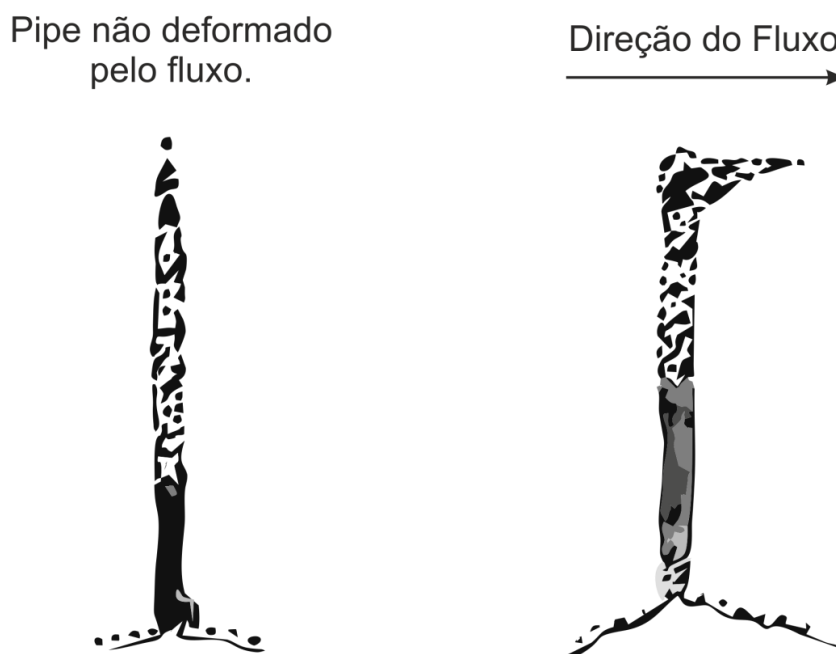
### 2.3.2. Estrutura em *Pipe* (*pipe vesicles*)

*Pipe vesicles* comumente ocorrem em uma zona estreita, entre 5 a 20 cm, da base de fluxos de lava do tipo *pahoehoe*. Fluxos contendo *pipes* variam de 20 a 370 cm de altura, e os *pipes* têm geralmente de 3 a 8 mm de espessura (Walker, 1987).

Estruturas em *pipe* são formadas pelo escape de voláteis que tendem a migrar para a parte superior do derrame. Conforme ocorre o resfriamento do fluxo e cristalização, a lava é viscosa o suficiente para fazer com que algumas dessas bolhas de gás sejam aprisionadas no meio do derrame, porém ainda fluidas o suficiente para que o fluxo seja capaz de carregá-las, preservando o sentido do movimento (figura 12).

Além disso, são estruturas indicadoras de paleorelevo, pois se formam apenas em terrenos com inclinação menor que 4°. A razão pela qual *pipes* ocorrem apenas em áreas de baixa declividade é que a velocidade do fluxo não pode

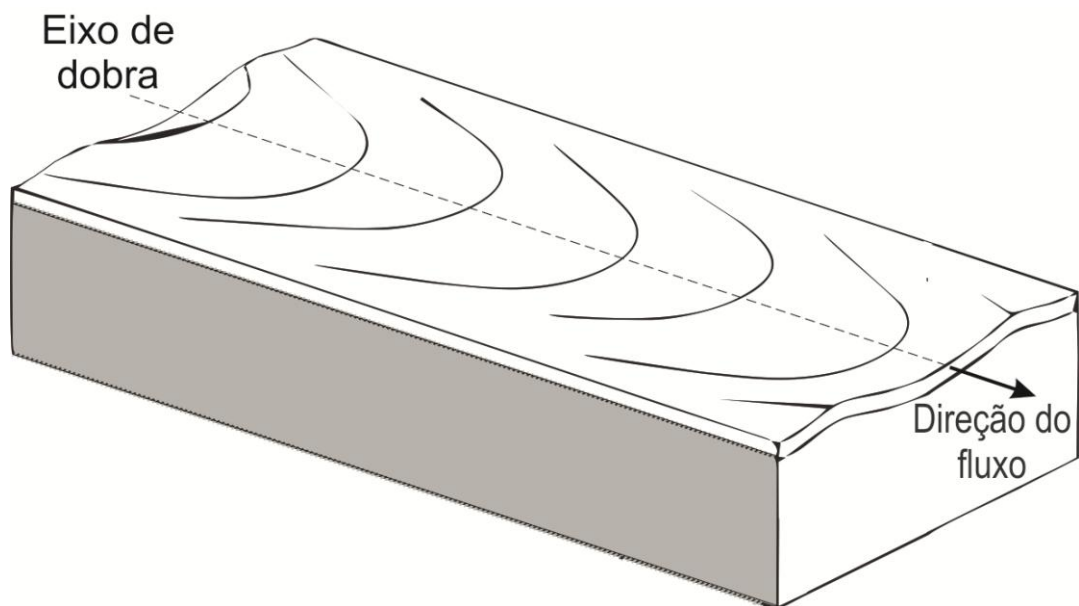
exceder a velocidade de ascensão da bolha de gás, caso contrário os *pipes* seriam cisalhados e formariam rastros de bolhas, por este mesmo motivo *pipes* não são encontrados em derrames do tipo 'a'ã (Walker, 1987).



**Figura 12** - Representação esquemática da deformação causada pelo fluxo em um *pipe* (Adaptado de Waters, 1960).

### 2.3.3. Estrutura em Corda (*rope pahoehoe*)

Estrutura em corda (*rope pahoehoe*) é uma estrutura presente nos derrames do tipo *pahoehoe* formada pela ação da gravidade em terrenos inclinados. Forma-se em locais onde a velocidade da lava na superfície do fluxo diminui devido à solidificação, e o movimento da lava na porção interna do derrame causa compressão paralela à direção do fluxo, formando pequenas dobras que se assemelham a cordas. Conforme o fluxo avança, estas estruturas são rotacionadas a partir do centro e adquirem formato de parabólica, com eixo da dobra paralelo à direção de fluxo (figura 13) (Fink & Fletcher, 1978; Hon *et al.*, 1994).



**Figura 13** - Estruturas em corda associadas ao fluxo da lava (Adaptado de Slim *et al.*, 2009).

### **3. MÉTODOS E TÉCNICAS**

---

Os métodos e técnicas descritos abaixo foram executados durante o desenvolvimento deste trabalho para que se atingissem os objetivos propostos.

#### **3.1. BASE DE DADOS**

Nesta etapa foram feitos os levantamentos bibliográfico, metodológico e cartográfico. Os dados foram analisados e aqueles considerados relevantes ao tema proposto foram organizados e tomados como base do trabalho.

Para a montagem da base cartográfica em ambiente SIG foi utilizado o Mapa Geológico de Santa Catarina em escala 1:500000 (DNPM e CPRM, 1986), imagens de satélite Landsat ETM+, Landsat 7 e Aster, disponíveis no banco de dados do Projeto Rifte - Petrobras/UFSC. Um mapa de lineamentos foi gerado e teve como base o modelo digital de elevação com resolução de 30 m, disponibilizado no banco de dados online da Epagri - CIRAM.

A escolha dos afloramentos foi feita de acordo com a facilidade de acesso. A seção da Serra do Rio do Rastro foi escolhida devido à possibilidade de se analisar a variação vertical dos padrões de fluxo em ordem cronológica dentro de um perfil. O tamanho da área de estudo se justifica pela necessidade de se obter a maior quantidade possível de dados estruturais, para que haja confiabilidade estatística dos resultados.

#### **3.2. TRABALHO DE CAMPO**

O trabalho de campo, realizado em duas etapas, totalizou seis dias e contou com o auxílio de ferramentas técnicas, GPS, bússola, lupa de bolso, martelo geológico, máquina fotográfica e caderneta de campo. Efetuou-se uma descrição detalhada dos afloramentos visitados, contendo informações tais como altitude, litologia, estratigrafia e espessura dos derrames e mensuração de dados estruturais. Os dados foram posteriormente compilados e arquivados em um banco de dados no Excel®.

### 3.2.1. Coleta de dados

Para **paleofluxo** foram catalogadas as principais estruturas macroscópicas reomórficas da rocha associadas aos marcadores cinemáticos de fluxo (Smith, 2002; Carvalho, 2014). Para tal, separaram-se: (i) as estruturas que indicam somente a direção do fluxo, representadas por vesículas e amígdalas estiradas simétricas, onde a direção (*trend*) preferencial do fluxo é determinada, mas não o sentido (azimute); (ii) as estruturas indicativas de sentido do fluxo magmático, como vesículas e amígdalas em formato de gota, dobras reomórficas e estruturas em corda (*rope*) em derrames do tipo *pahoehoe* (Carvalho, 2014). Assim como feito por Corrêa-Gomes & Carvalho (2014), estas estruturas foram agrupadas em categorias (planos de superfícies primárias  $S_0$ , estruturas de direção ou sentido), para tratamento e análise posterior.

Como dados de **paleotensão** foram considerados planos de orientação de veios e diques presentes nos derrames, planos de falhas e fraturas de origem tectônica e os possíveis marcadores cinemáticos associados a estes planos (ex.: estrias e degraus de falha).

### 3.3. ANÁLISE DE DADOS

Os dados coletados foram divididos em termos de altitude e localização, possibilitando desta forma a análise das categorias acima mencionadas para cada um destes intervalos dentro da área de estudo.

Dados de estruturas relacionadas ao paleofluxo foram plotadas no software *Stereonet*® para geração de diagramas de roseta de frequência para direção (*strike*) e, quando havia disponibilidade de dados, sentido. Estruturas rúpteis foram trabalhadas em *Stereonet*® (em rede estereográfica de igual área Schmidt-Lambert, hemisfério inferior). Geraram-se então diagramas de roseta de direção e diagramas de isodensidade de frequência a partir de polos de planos, com a finalidade de separar padrões de orientação das estruturas rúpteis (Corrêa-Gomes & Carvalho, 2014). Para definição da orientação dos campos de tensão e reconstrução de paleostress os dados referentes às estruturas rúpteis foram analisados utilizando o

software *FaultkinWin*® (Allmendinger, 2001), e a partir da aplicação do método de inversão direta, definido por Angelier, (1979, 1984, 1994).



## 4. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA REGIONAL

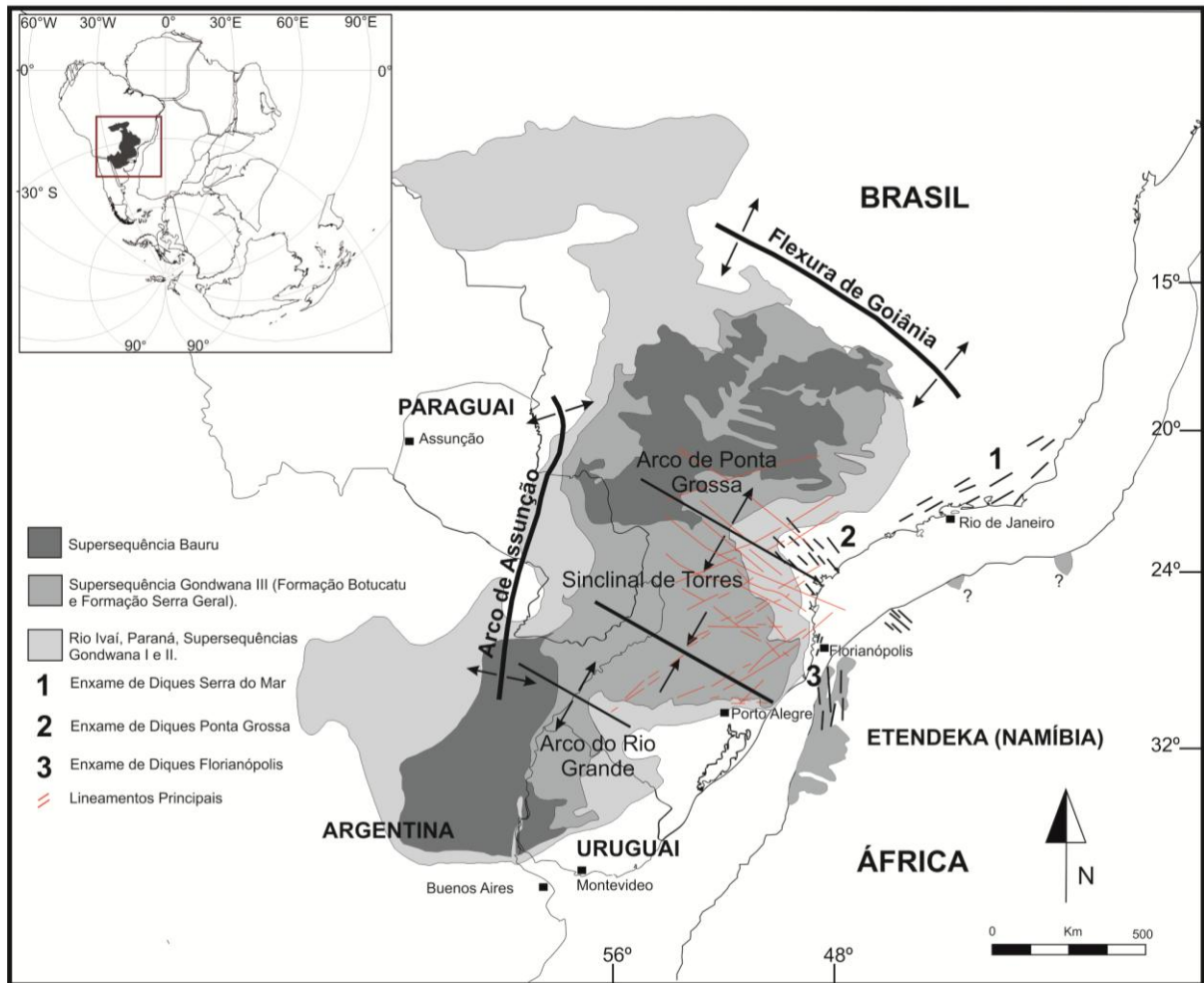
---

### 4.1. BACIA DO PARANÁ

A Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica, alongada na direção NE-SW, com aproximadamente 1.750 km de comprimento e largura média de 900 km. Abrange cerca de 1.400.000 km<sup>2</sup> de área dividida entre os territórios do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina, sendo que dois terços da parte brasileira estão cobertos pelos derrames de lava da Formação Serra Geral (FSG) (Zalán *et al.*, 1990; Milani & Ramos, 1998; Quintas, Mantovani e Zalán, 1999; Milani *et al.*, 2007).

Desenvolvida sobre um embasamento constituído por rochas ígneas e metamórficas com idades entre 700 e 450 Ma, a bacia se originou na forma de um golfo aberto ao Panthalassa e tornou-se uma depressão no interior do Gondwana, preservando um pacote sedimentar com espessura máxima de 7.000 m na região do depocentro, preservando um registro de quase 400 milhões de anos de história entre o Neo-Ordoviciano e o Neocretáceo (Milani & Ramos, 1998; Quintas, Mantovani e Zalán, 1999; Milani *et al.*, 2007).

O formato da Bacia do Paraná (figura 14), marcada por contornos erosivos, retrata eventos relacionados à história meso-cenozoica do continente Sul-Americano. A borda norte figura um limite deposicional, enquanto seu flanco leste foi moldado pela erosão resultante do soerguimento crustal causado pelo rifte em desenvolvimento (Milani, 1997; Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007). Além disso, os arcos de Ponta Grossa e Rio Grande exercem certa influência na atual configuração da bacia. O primeiro criou uma notável reentrância na borda oriental, no estado do Paraná, o segundo, teve efeito semelhante no estado do Rio Grande do Sul (Zalán *et al.*, 1990; Quintas, Mantovani e Zalán, 1999). Ambos os arcos tem direção NW e respostas aeromagnéticas expressivas, indícios de que se tratam dos diques alimentadores do vulcanismo da Formação Serra Geral durante o Mesozoico (Zalán *et al.*, 1990).



**Figura 14** - Arcabouço tectônico da Bacia do Paraná com destaque para as principais estruturas que modelaram a calha de deposição, feições associadas à Província Magmática Paraná-Etendeka e lineamentos estruturais que afetam a área (Adaptado de Zalán *et al.*, 1990; Waichel *et al.*, 2012; Florisbal *et al.*, 2014).

Seis unidades aloestratigráficas (supersequências), separadas por superfícies de discordância regionais, foram reconhecidas por Milani *et al.* (2007): Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. A três primeiras correspondem a ciclos transgressivo-regressivos paleozoicos, enquanto que as demais se encontram associadas às rochas vulcânicas. Estas supersequências representam a superposição de pacotes depositados em pelo menos três ambientes tectônicos distintos, em consequência da evolução do Gondwana no tempo geológico (Zalán *et al.*, 1990; Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007). A supersequência **Rio Ivaí**, de idade ordoviciano, faz contato direto com o embasamento e equivale à Sequência Ordovício-Siluriana (Milani, 1997), à Sequência Tectonossedimentar Ordovício-Siluriana definida por Soares (1991), e ao Grupo Rio Ivaí (Assine, 1994). É constituída pelas formações: Formação Alto

Graças, Iapó e Vila Maria, que apresentam sedimentação de natureza marinha, representando o primeiro ciclo transgressivo-regressivo de sedimentação da Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007).

O Grupo Paraná (Lange & Petri, 1967) corresponde à **Supersequência Paraná**, do Devoniano. Fazem parte desta supersequência as formações Furnas e Ponta Grossa, constituídas por um pacote arenoso e outro de natureza pelítica com potencial gerador para hidrocarbonetos, respectivamente (Milani *et al.*, 2007).

A **Supersequência Gondwana I** (Carbonífero - Eotriássico) aflora de forma praticamente contínua no perímetro da sinéclise, englobando o maior volume sedimentar da Bacia. Com espessura de até 2.500 m, contém depósitos relacionados à fase de degelo, causados devido à migração do continente para norte durante o período de glaciação. Inclui os Grupos Itararé (Formação Aquidauana), Guatá e Passa Dois, além das formações Pirambóia e Sanga do Cabral (Milani *et al.*, 2007).

A **Supersequência Gondwana II**, depositada do Meso ao Neotriássico, é marcada pela presença de pelitos fossilíferos, de ocorrência limitada, que compõem a Formação Santa Maria. A sedimentação desta formação se deu em ambiente lacustre e fluvial associado, em reposta à subsidência dos grábens presentes na Bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007).

Os arenitos eólicos da Formação Botucatu, e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral compreendem o registro estratigráfico do Neojurássico ao Eocretáceo da **Supersequência Gondwana III**. A **Supersequência Bauru**, de idade neocretácea, consiste na unidade psamítica siliciclástica que fora acumulada em condições semiáridas ou desérticas, encontradas nos grupos Caiuá e Bauru (Milani *et al.*, 2007).

#### 4.1.1. Evolução Tectônica e Arcabouço Estrutural

A formação de uma bacia sedimentar está diretamente relacionada com as variações no campo regional de esforços tectônicos, influenciado pela dinâmica das placas tectônicas em nível global (Milani, 1997). Segundo Zalán *et al.*, (1990), a Bacia do Paraná se originou no final do ciclo Brasileiro (Neo-Ordoviciano), como resultado da subsidência litosférica causada pelo resfriamento da recém agrupada

crosta continental, e teve sua evolução profundamente afetada pelo rompimento do Gondwana durante o Mesozoico (Conceição, Zalán, e Wolff, 1988).

Três principais grupos de lineamentos cortam o embasamento da Bacia do Paraná, NW-SE, NE-SW e E-W (figura 14), sendo os de orientação NW-SE e NE-SW os mais importantes (Zalán *et al.*, 1990). Derivados do cinturão móvel Brasileiro estas zonas de fraqueza serviram de propagação de esforços até o interior do continente. Os lineamentos E-W apresentam-se paralelos às zonas de fraturas oceânicas, o que sugere relação com o desenvolvimento do oceano Atlântico Sul. O esforço exercido na borda da placa durante o Neo-Ordoviciano causou a flexura da crosta levando à subsidência de direção NE-SW, representada pelo Arco de Assunção, dando início à deposição de sedimentos (Conceição, Zalán, e Wolff, 1988; Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007).

Na Bacia do Paraná, o primeiro registro relacionado à ruptura do Gondwana foi identificado por Zalán *et al.*, (1990) na forma de um pulso positivo no Arco de Ponta Grossa, durante a passagem do Triássico para o Jurássico. Neste mesmo período houve a reativação dos lineamentos NW-SE e NE-SW, dividindo o embasamento em blocos que controlaram a evolução estratigráfica e distribuição dos sedimentos na bacia (Conceição, Zalán, e Wolff, 1988; Milani & Ramos, 1998; Milani *et al.*, 2007).

#### **4.2. PROVÍNCIA MAGMÁTICA PARANÁ-ETENDEKA E A FORMAÇÃO SERRA GERAL**

Províncias de basaltos continentais (PBCs) são grandes províncias ígneas que ocorrem sobre a crosta continental na forma de derrames subaéreos de composição normalmente toleítica, resultantes de eventos de extensa extrusão e acumulação de fluxos de lava em um curto intervalo de tempo. Acredita-se que PBCs tenham origem mantélica e estejam diretamente relacionadas a eventos de abertura continental, e que seus magmas tenham sido, por vezes, contaminados por crosta continental (Arndt *et al.*, 1993; Jerram *et al.*, 2000; Waichel *et al.*, 2006).

A **Província de Basaltos Continentais do Paraná** (PBCP) faz parte da Província Ígnea Paraná-Etendeka, com área total de  $1,3 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, localizada na região centro-leste da América do Sul sobre os territórios do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina e Namíbia, na África. Referida estratigraficamente como

**Formação Serra Geral** no Brasil, abrange aproximadamente 917.000 km<sup>2</sup> com volume estimado superior a 600.000 km<sup>3</sup> (Frank *et al.*, 2009), e pode atingir até 1.700 m em suas partes mais espessas, ao norte e ao centro (Melfi *et al.*, 1988).

As rochas da Formação Serra Geral acomodam-se sobre os arenitos eólicos da Formação Botucatu, ambos pertencentes à Supersequência Gondwana III, ou diretamente sobre o embasamento. Aproximadamente 45% da formação está recoberta pelo Grupo Bauru, da Supersequência Gondwana III (Milani, 1997; Milani *et al.*, 2007; Frank *et al.*, 2009). Três principais enxames de diques estão associados ao magmatismo da PBCP, o Enxame Serra do Mar (NE-SW), o enxame do Arco de Ponta Grossa (NW-SE) e o Enxame Florianópolis, orientado N-S (Hawkesworth *et al.*, 2000; Florisbal *et al.*, 2014). Evidências da extensão que levou ao Gondwana break-up, estes enxames são tidos com um possível ponto tríplice, de onde a abertura do Atlântico Sul evoluiu nas direções do Enxame Florianópolis e Serra do Mar, deixando para trás um braço abortado, o Arco de Ponta Grossa (Deckart *et al.*, 1998).

Em termos composicionais, os basaltos toleíticos representam cerca de 90% do total das rochas. Ocorrem subordinadamente andesitos (7%), riolitos e riodacitos (3%), (Turner *et al.*, 1994; Waichel *et al.*, 2006; Frank *et al.*, 2009). Quimicamente os basaltos da Província Paraná-Etendeka foram divididos em dois grupos principais de acordo com os teores de TiO<sub>2</sub>. Ao norte têm-se os basaltos de alto Ti (TiO<sub>2</sub> > 2%) dos tipos Pitanga, Paranapanema e Urubici. Ao sul predominam os basaltos de baixo TiO<sub>2</sub> (TiO<sub>2</sub> < 2 %) dos tipos Gramado, Ribeira e Esmeralda (Hawkesworth *et al.*, 2000; Waichel *et al.*, 2006).

Hawkesworth *et al.*, (2000) identificaram composições químicas similares entre as rochas da Formação Serra Geral e as lavas da Pluma Tristão da Cunha, ambas enriquecidas em razões isotópicas de elementos radiogênicos. As lavas de alto Ti/Y têm composição similar à dos diques NW-SE e foram geradas entre 139 a 129 Ma (datações <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar), enquanto que as de baixo Ti/Y são oriundas dos diques N-S e possuem idades entre 133 - 127 Ma. Turner *et al.*, (1994) sugeriram uma idade de magmatismo entre 137 e 127 Ma, e Stewart *et al.*, (1996) estimaram o pico de erupção em 132 Ma.

Datações feitas por Renne *et al.*, (1992, 1996a, 1996b) indicaram que o vulcânismo na bacia começou em 134.7 ± 0.3 Ma e durou menos de 2 Ma, no

entando, devido às limitações do método àquela época, as mesmas amostras analisadas por Turner *et al.*, (1994) e Stewart *et al.*, (1996) que resultaram em um intervalo de 11 Ma para o evento de magmatismo foram redatadas por Thiede & Vasconcelos (2010) através do método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ . Os resultados obtidos revelaram uma idade de  $134.7 \pm 1$  Ma para a extrusão dos basaltos da PBCP, com duração de  $< 1.2$  Ma.

Recentemente, Florisbal *et al.*, (2014) utilizaram o método de datação U-Pb ID-TIMS em três diques de orientação NNE dentro do Enxame de Diques Florianópolis e obtiveram os seguintes resultados:  $134.3 \pm 0.2$ ,  $134.7 \pm 0.3$  e  $133.9 \pm 0.7$  Ma, reafirmando a idade do magmatismo.

O início da extensão e o alívio de pressão que precederam a quebra do Gondwana levaram a altas taxas de fusão do manto foram responsáveis pela geração da PBCP e a fonte dos derrames da PBCP (Turner *et al.*, 1994; Stewart *et al.*, 1996).

Hawkesworth *et al.*, (1992) propuseram um modelo de geração para a PBCP como resposta à abertura do Atlântico na direção norte, em uma região associada ao magmatismo Tristão da Cunha. Em 2000, estes mesmos autores declararam que a pluma mantélica serviu como fonte de energia termal durante a quebra do Gondwana, ao invés de ser a causa da extensão litosférica, assim como já havia sido afirmado por Turner *et al.*, (1994). Desta forma, a região aquecida pela pluma exerceu influência termal e afinou a crosta, resultando em extensão (forma análoga ao que ocorre em um rifte passivo).

Rocha-Júnior *et al.*, (2012), analisando razões de isótopos de Os em amostras da PBCP e de rochas originadas pela pluma de Tristão da Cunha, mostraram que não há evidências isotópicas diretas da participação da pluma mantélica Tristão da Cunha no vulcanismo da PBCP.

#### **4.2.1. Estrutura dos derrames da Formação Serra Geral**

Derrame é o termo utilizado para descrever um fluxo de lava gerado a partir de uma única e contínua efusão. Sabe-se que derrames podem ser simples ou compostos, quando unidades individuais do fluxo estão relacionadas ao mesmo evento eruptivo (Wentworth & Macdonald, 1953; Waichel *et al.*, 2006; Rossetti *et al.*,

2014). Derrames são classificados com base nas suas feições de superfície, base, núcleo e estruturas associadas, retratando variações químicas, de taxa de erupção e oscilações de relevo (Wentworth & Macdonald, 1953; Waichel *et al.*, 2006).

Estudos de aspectos vulcanológicos realizados na Formação Serra Geral permitiram a identificação de três diferentes tipos de derrames: *pahoehoe*, *‘a’ā* e *rubby pahoehoe* (Waichel *et al.*, 2012; Barreto *et al.*, 2014; Rossetti *et al.*, 2014).

É característica dos derrames *pahoehoe* apresentar superfícies lisas, onduladas e estruturas em corda. A estrutura interna é dividida em crosta superior, núcleo e crosta inferior vesiculada. Podem formar tubos de lava, estes que se distribuem em lobos e servem de fonte alimentadora ao fluxo (Wentworth & Macdonald, 1953; Rossetti *et al.*, 2014).

Derrames do tipo *‘a’ā* são caracterizados por superfícies altamente irregulares, com aspecto de brecha, onde fragmentos solidificados do próprio derrame estão presentes. São divididos internamente em núcleo, maciço e pouco vesiculado, camada no topo e na base composta por fragmentos irregulares variando de centímetros a alguns metros de espessura. Este tipo de derrame é transportado através de canais abertos e está geralmente associado à altas taxas de efusão, suficientes para prevenir a solidificação e geração de crosta exterior (Wentworth & Macdonald, 1953; Rossetti *et al.*, 2014).

A variação entre os tipos de derrame é controlada pela viscosidade e pela taxa de deformação. Acredita-se que o derrame do tipo *‘a’ā* é formado a partir de lavas mais viscosas, de avanço lento, como resultado da maior perda de gases (Wentworth & Macdonald, 1953; Rossetti *et al.*, 2014). Derrames *pahoehoe* são menos viscosos e normalmente encontrados próximo às fissuras, enquanto que *‘a’ā* situam-se mais distante delas (Wentworth & Macdonald, 1953; Waichel *et al.*, 2006). A transição entre *pahoehoe* e *‘a’ā* era tida como irreversível (Wentworth & Macdonald, 1953), porém estudos mais recentes feitos por Hon *et al.*, (1994) sugerem condições reversíveis para lavas com temperaturas entre 1125 e 1140 °C. Além disso, é comum que um derrame do tipo *pahoehoe* se transforme em um derrame *‘a’ā* em porções do terreno com declive mais acentuado, devido a maior perda de gases (Wentworth & Macdonald, 1953).

Keszthely, Self, e Thordarson (2006) identificaram em campos de lava em Marte e nos derrames Laki, Islândia, a presença de feições intermediárias, em que

as porções brechadas do derrame *ʻaʻā* eram constituídas por partes de derrames *pahoehoe* com estrutura em corda preservada, classificando-as como derrames do tipo *rubbly pahoehoe*.

*Rubbly pahoehoe* é um tipo de derrame estruturado em quatro partes: topo brechado, crosta superior vesiculada, núcleo maciço e crosta inferior vesiculada (Rossetti *et al.*, 2014).

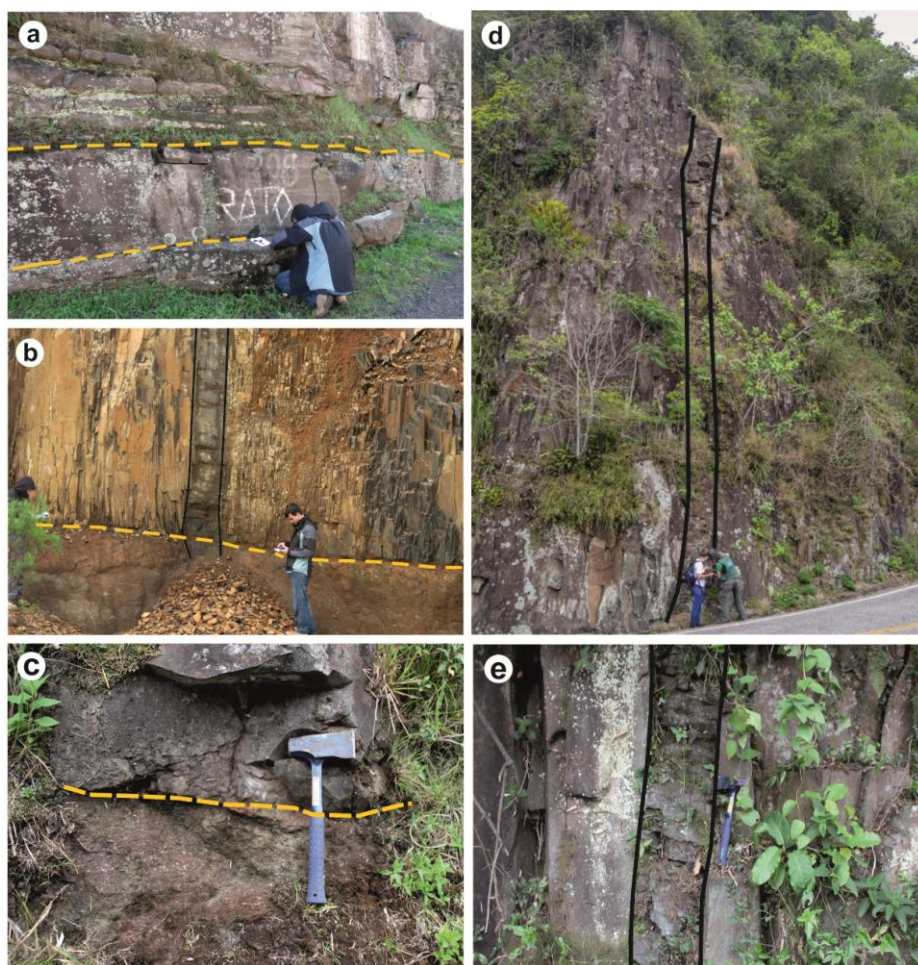


## 5. ANÁLISE ESTRUTURAL

---

A análise estrutural contou com a investigação dos seguintes tópicos: (i) lineamentos (baixos estruturais); (ii) planos de superfícies primárias ( $S_0$ ); (iii) corpos filonianos (veios e diques); (iv) estruturas de fluxo e; (v) planos de falhas e fraturas. Para melhor apresentação e comparação os resultados foram separados entre o perfil da Serra do Rio do Rastro (PSRR), setores A, B e C (figura 2), e intervalos 1 a 5. Os intervalos foram divididos com base na cota altimétrica de cada afloramento, os setores baseados na localização geográfica, e o PSRR foi escolhido por oferecer controle estratigráfico temporal dos derrames.

Superfícies primárias ( $S_0$ ) (figura 15) são geradas a partir da propagação de um fluxo magmático sobre a superfície existente, representam a orientação espacial dos derrames e estão diretamente relacionadas à topografia, sendo ótimas indicadoras de paleotopografia.



**Figura 15** - a) Superfícies  $S_0$  sub-horizontais; b) Plano de  $S_0$  cortado por dique vertical; c) Contato entre derrames marcando o plano  $S_0$ ; d, e) Diques de diabásio cortando os derrames na FSG.

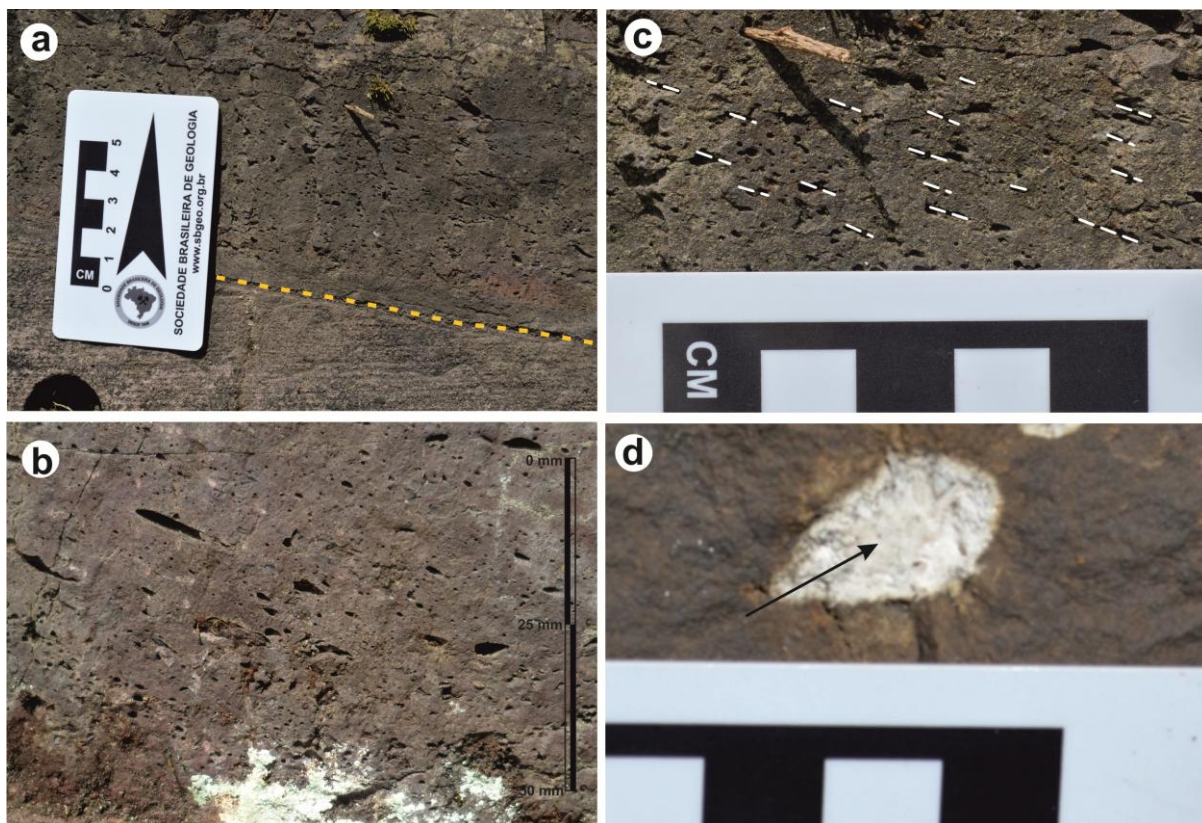
Para a análise de eventos extensionais foram analisados planos de corpos filonianos, tais como diques de diabásio e arenito ou vênulas preenchidas por quartzo (figuras 15 e 16), estruturas comuns em ambientes tectônicos extensionais.



**Figura 16** - a) Dique de arenito visto em planta; b) Diques de arenito com relação de corte; c) Vênula de quartzo.

Estruturas relacionadas ao fluxo são mais frequentes em derrames básicos do tipo *pahoehoe*, o que reflete na maior quantidade de dados para este tipo de derrame. Para análise de paleofluxo foram examinadas estruturas cinemáticas reindicadoras de direção e sentido absoluto. Estruturas simétricas tais como: vesículas e amígdalas estiradas indicam somente a direção do fluxo, desta forma o *trend* preferencial é determinado, mas não é possível determinar o sentido (azimute). Estruturas assimétricas que indicam sentido, tais como vesículas em forma de gota e *pipes* imbricados, ocorrem com menor frequência (figura 17).





**Figura 17** - a) Plano  $S_0$  e amígdalas estiradas de acordo com a direção do fluxo; b) Amígdalas estiradas e em formato de gota em detalhe; c) Linhas de orientação das amígdalas; d) Vesícula em forma de gota indicativa de sentido de fluxo.

Para análise dos padrões de esforços foram considerados os principais sistemas de falhas e fraturas não relacionados ao resfriamento magmático, que modelaram a calha tectônica pós-magmatismo, e qual a sua relação com os campos de tensão local e regional atuantes. Dentre as principais estruturas utilizadas estão falhas, fraturas, estrias e degraus de planos de falha (figura 18).

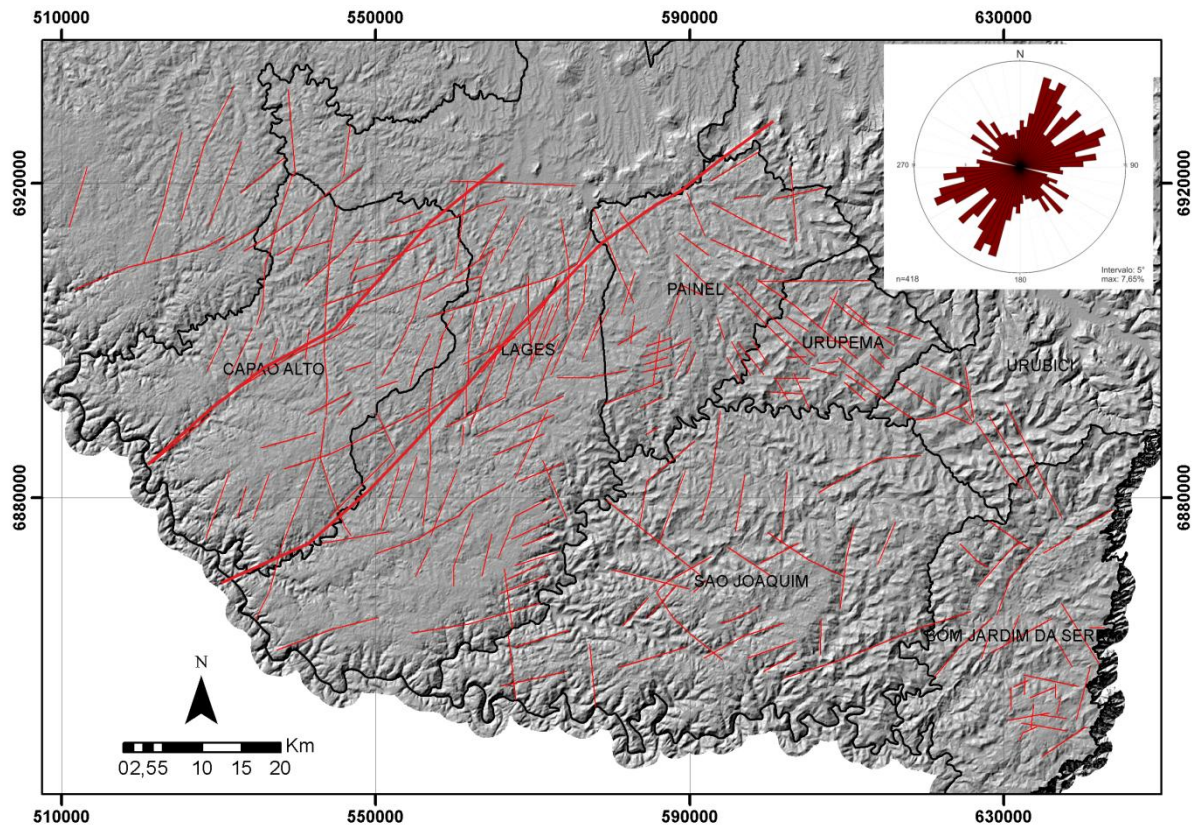


**Figura 18** - a) Planos de fraturamento horizontal e vertical; b) Zona de cisalhamento sub-horizontal.

### **5.1. LINEAMENTOS INTERPRETADOS**

Ao todo foram traçados 418 lineamentos na área de estudo utilizando um modelo digital de elevação com resolução de 30m, disponibilizado no site da Epagri/Ciram (figura 19). A análise dos lineamentos não contou com distinção entre setores, não foi aplicado um mínimo de extensão e aqueles curvados foram divididos em segmentos.





**Figura 19** - Modelo digital de elevação mostrando os principais lineamentos da área de estudo. Diagrama de rosetas representando a densidade dos planos de orientação dos lineamentos mapeados.

A figura 19 mostra a ocorrência de dois conjuntos principais de lineamentos orientados a NE (236), com máximo de 7% entre N015°-030° e também entre N065°-075°. No leste da área predominam estruturas com *strike* NW (82), não muito distantes entre si, enquanto na porção oeste as estruturas orientam-se predominantemente entre N010°-030° e em lineamentos pouco espaçados de direção NE (236). Lineamentos N-S (33) também ocorrem na parte leste do mapa, com menor frequência, assim como as estruturas alinhadas a E-W (67), estas dispersas ao longo de toda a área.

Comparando-se o mapa geológico da figura 2 com o *trend* de lineamentos, observa-se que esta inversão na orientação principal ocorre aproximadamente na altura do Complexo Alcalino de Lages (figura 2), e que nas proximidades deste há um padrão de distribuição radial nos lineamentos, evidenciando a relação direta que estas estruturas têm com a intrusão deste corpo.

Acredita-se que os lineamentos NE sejam derivados do Cinturão Dom Feliciano, e serviram como zonas de fraqueza para propagação de esforços ao interior do continente durante a ruptura do Gondwana (Zalán, 1990). Tais estruturas,

como as N010°-030°, alinhadas paralelamente à margem continental, são esperadas quando há formação de falhas ou juntas durante a abertura continental (Salomon *et al.*, 2014).

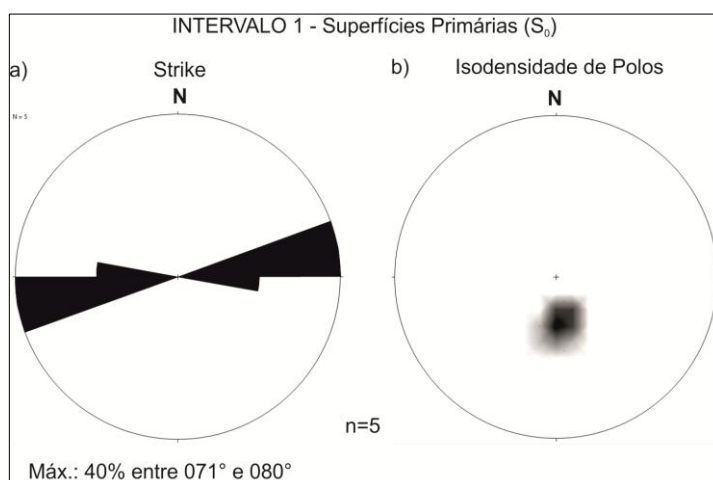
A baixa ocorrência de lineamentos paralelos às zonas de cisalhamento do embasamento (NE-SW) indica que a reativação não teve papel fundamental no desenvolvimento de novas falhas em basaltos (Salomon *et al.*, 2015). No entanto, não se exclui a influência da colocação do Complexo Alcalino de Lages na reativação destas zonas.

Por se tratarem de estruturas paralelas às zonas de fraturas oceânicas, os lineamentos E-W que para Zalán (1990) estão relacionados com a abertura do oceano Atlântico sul, são pouco expressivos na região estudada.

## 5.2. INTERVALOS

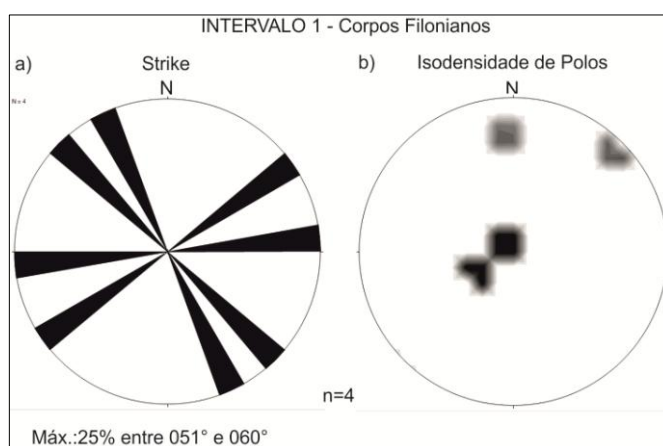
### INTERVALO 1 (669m)

Neste intervalo foram avaliadas 5 medidas de  $S_0$ , e como mostrado pelo diagrama de roseta abaixo (figura 20), pode-se verificar orientação entre N070°-100° com concentrações preferenciais entre N070°-090°. O diagrama de isodensidade de frequência de polos de planos ocorre concentrado no centro/sul do diagrama, mostrando que os planos  $S_0$  são sub-horizontais e apresentam leve mergulho (*dip*) para norte (entre 10° e 30°).



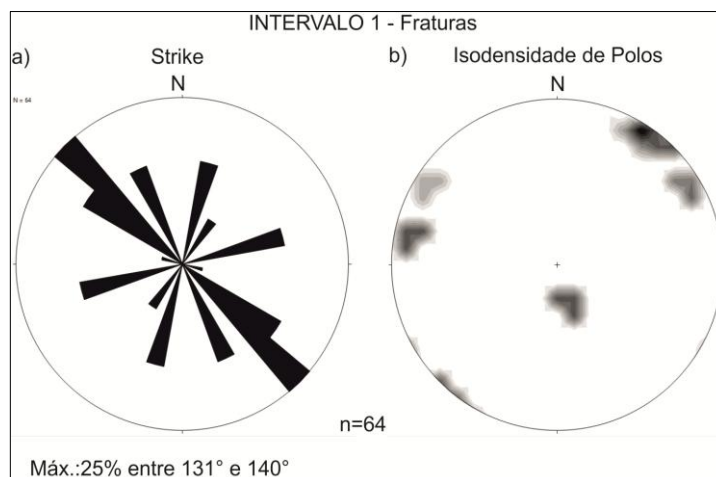
**Figura 20** - Diagrama de roseta (a) com intervalos de 10° e diagrama de isodensidade de frequência de polos (b) em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 5 medidas de superfícies primárias ( $S_0$ ), no intervalo 1 da área de estudo.

O diagrama de rosetas para corpos filonianos (figura 21) conta com 4 medidas para o intervalo 1 que dividem-se entre os quadrantes NW e NE. Como reflexo dessa variação os polos no digrama de isodensidade encontram-se dispersos, sendo dois planos sub-horizontais e dois subverticais, divididos entre o centro, norte e nordeste do diagrama.



**Figura 21** - (a) Diagrama de rosetas intervalado de 10° em 10° e (b) de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para distribuição de 4 medidas de veios e diques encontrados no intervalo 1.

Para análise de planos de falhas e fraturas de origem tectônica foi feita a contagem por quantidade de planos pertencentes a cada família, totalizando 64 medidas para o setor 1. Ao se observar os diagramas abaixo (figura 22) é possível identificar um *trend* principal NW-SE, com valores entre N120°-140° e valores menos representativos num *trend* NE-SW. Do diagrama de isodensidade é possível notar a predominância de planos verticais a subverticais, mas também a ocorrência de alguns planos sub-horizontais.

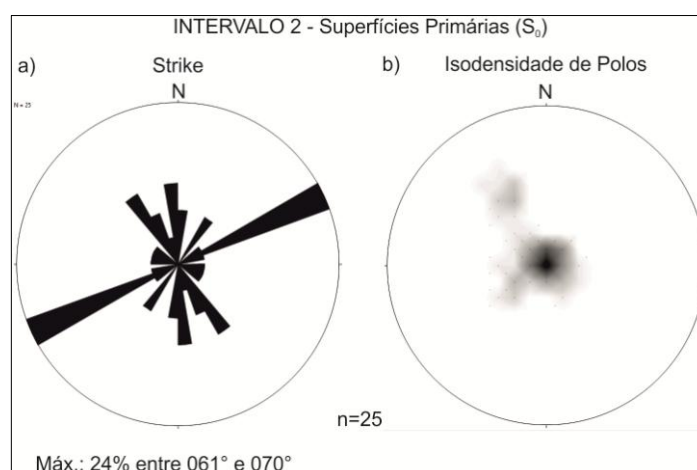


**Figura 22** - (a) Diagrama de rosetas para *strike* das 64 medidas de fraturas do intervalo 1, com intervalos de 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para o mesmo intervalo.

## INTERVALO 2 (873m a 947m)

No intervalo 2 foram analisados dados de campo obtidos em um intervalo de 91m, refletindo em um número maior de medidas.

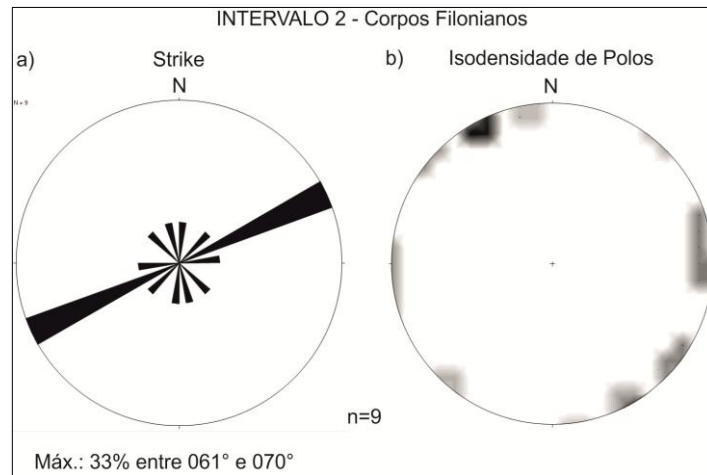
De um total de 25 medidas para  $S_0$ , 24% estão orientadas preferencialmente na direção N060°-070°, e secundariamente nota-se um *trend* NW-SE (figura 23). A tendência de planos  $S_0$  sub-horizontais observada no primeiro intervalo também ocorre no intervalo 2, aonde também se constata planos inclinados mergulhando para SE.



**Figura 23** - Diagrama de roseta (a) com intervalos de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 25 medidas de superfícies primárias ( $S_0$ ) do intervalo 2.

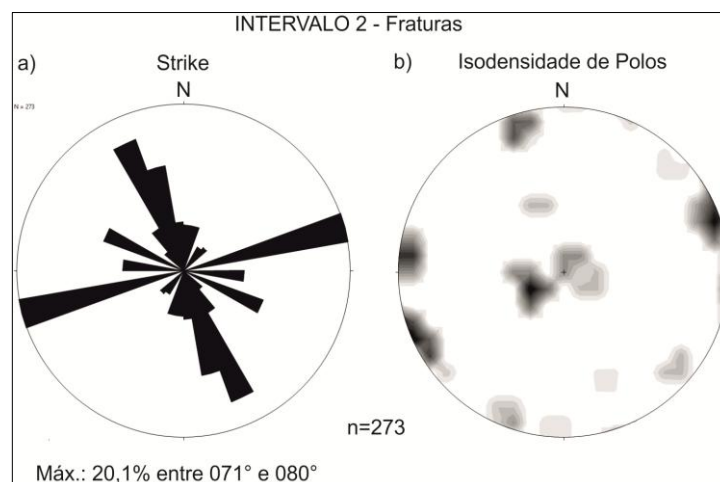


Foram encontrados 9 corpos filonianos neste intervalo. Os diagramas abaixo (figura 24) revelam variabilidade na direção destes corpos verticais, e a ocorrência de um *trend* na direção NE-SW, no intervalo compreendido entre N060° e N070°.



**Figura 24** - Diagrama de rosetas (a) com intervalo de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 9 medidas de veios e diques encontrados no segundo intervalo.

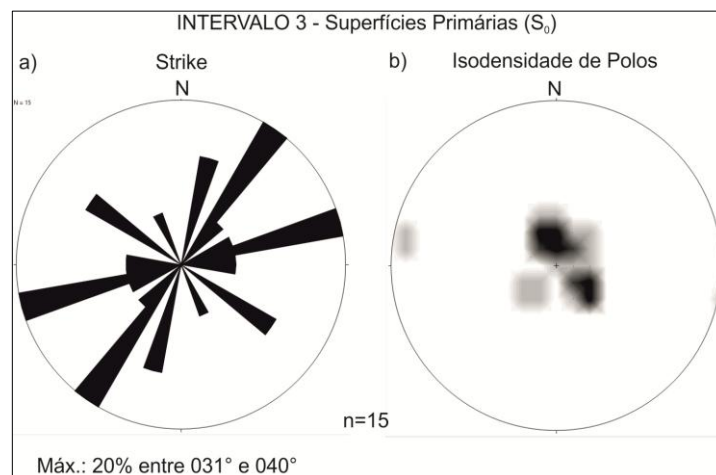
Do total de 273 medidas para estruturas rúpteis deste intervalo, 20,12% encontram-se entre N070°-080° (figura 25), a segunda maior concentração se dá no *trend* NW-SE. O diagrama de isodensidade revela a existência de planos de fraturas sub-horizontais entre uma maioria de planos verticais.



**Figura 25** - (a) Diagrama de rosetas para 273 medidas de fraturas com intervalos de 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior para as fraturas do intervalo 2.

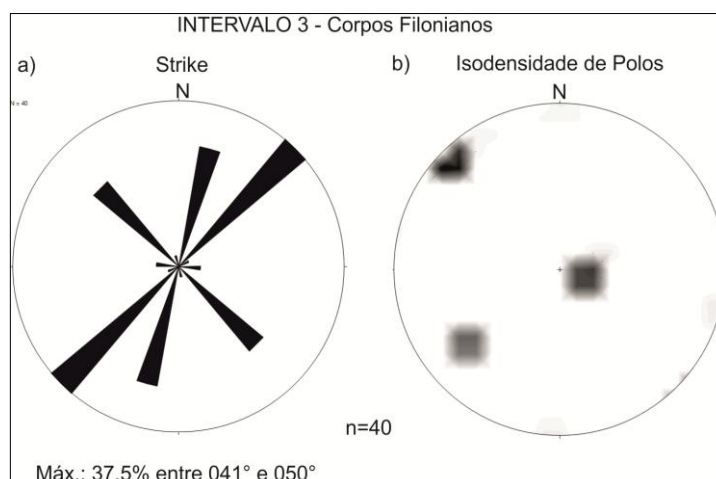
### INTERVALO 3 (1110m a 1277m)

Os dados de superfície  $S_0$  no intervalo 3 (figura 26), entre 1110m e 1277m apresentam um *trend* NE-SW, entre  $N030^\circ - 040^\circ$  e  $N070 - 080^\circ$ . Planos de menor representatividade encontram-se no quadrante NW. Quase a totalidade das superfícies é sub-horizontal, como mostrado no diagrama de isodensidade (figura 26), com mergulho para NW ou SE. Poucos planos encontram-se na subvertical.



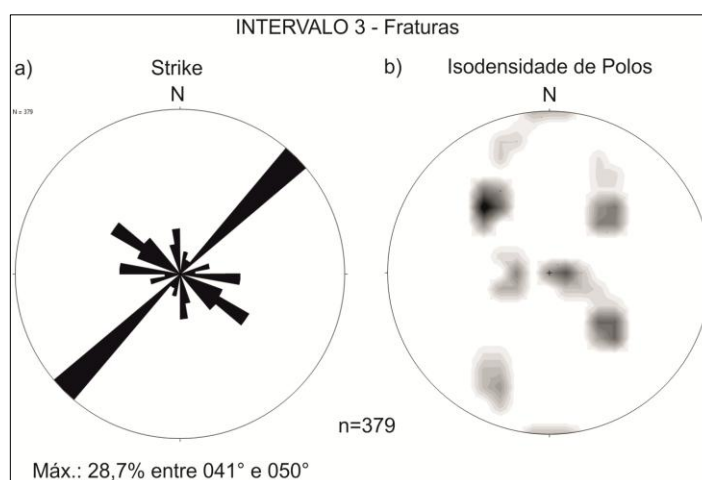
**Figura 26** - (a) Diagrama de roseta para direção de 15 medidas de superfícies  $S_0$  do intervalo 3, com intervalo de  $10^\circ$  com máximo entre  $N031^\circ-040^\circ$  e  $N061^\circ-070^\circ$ . (b) Diagrama de isodensidade frequência de polos em rede estereográfica Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, para as superfícies primárias de fluxo deste mesmo intervalo.

Ao se analisar o diagrama de rosetas para corpos filonianos (figura 27), pode-se notar que de um total de 40 medidas, 37,5% estão entre  $N040^\circ-N050^\circ$ , e o *trend* principal é NE-SW. Além disso, cerca de 25% destes corpos estão entre  $N310^\circ-N320^\circ$ , ou seja, à  $90^\circ$  do *trend* principal. O diagrama de isodensidade revela planos divididos entre sub-horizontais e subverticais.



**Figura 27** - (a) Diagrama de rosetas intervalado de 10° em 10° e (b) de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para distribuição de 40 medidas de veios e diques encontrados no intervalo 3.

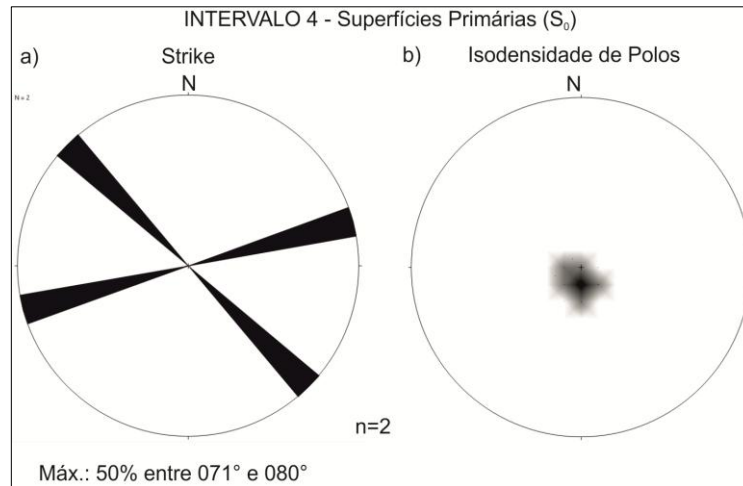
Para análise de falhas e fraturas, 379 medidas foram consideradas, revelando um *trend* direcional NE-SW, entre N040° - 050°, também se encontram fraturas subordinadas na direção NW-SE. O diagrama de isodensidade (figura 28) mostra uma ampla disposição espacial, entre planos horizontais e verticais, com uma tendência de planos alinhados mergulhando para leste, e oeste.



**Figura 28** - (a) Diagrama de rosetas para *strike* das 379 medidas de fraturas do intervalo 1, com intervalos de 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para o mesmo intervalo.

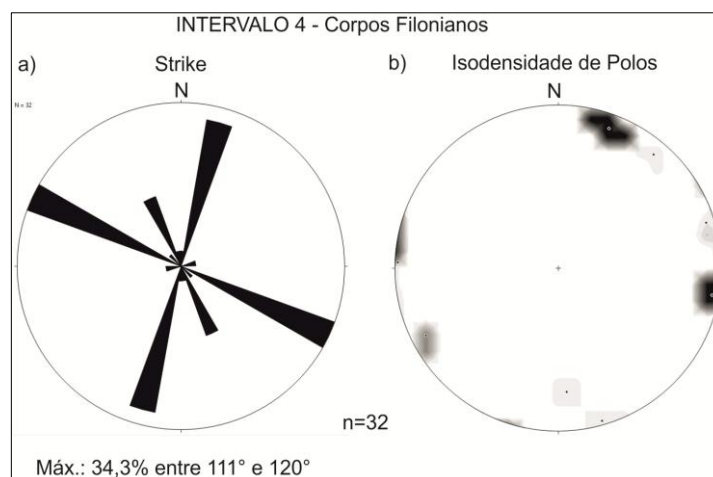
#### INTERVALO 4 (1315m a 1473m)

As duas medidas para planos  $S_0$  do quarto encontram-se nos *trends* N070°-080° e N140°-150°, ambas praticamente horizontais.



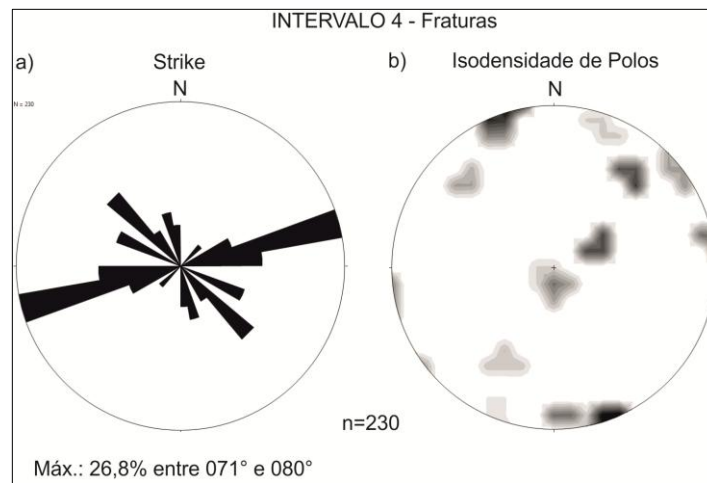
**Figura 29** - Diagrama de roseta (a) com intervalos de 10° em 10° e diagrama de isodensidade de frequência de polos (b) em rede estereográfica Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, para 2 medidas de superfícies primárias ( $S_0$ ), no intervalo 4 da área de estudo.

Dos 32 corpos filonianos encontrados neste intervalo, nota-se, a partir do diagrama de polos de planos (figura 30), a predominância de corpos subverticais com leve mergulho para NE ou SW em dois *trends* principais entre N020°-030° e N110°-120°.



**Figura 30** - Diagrama de rosetas (a) com intervalo de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 32 medidas de veios e diques encontrados no quarto intervalo.

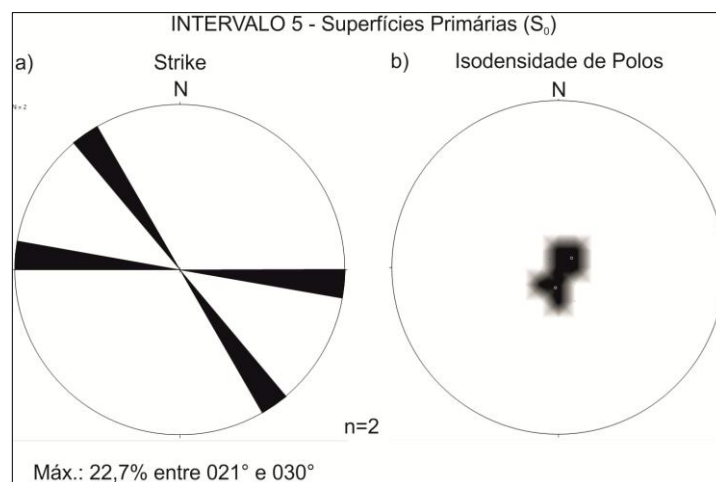
As fraturas encontram-se esparsas (figura 31), prevalecendo os planos sub-horizontais no trend N070°-N080°, e secundariamente a orientação NW-SE.



**Figura 31** - (a) Diagrama de rosetas para 230 medidas de fraturas com intervalos de 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior para as fraturas do intervalo de número 4.

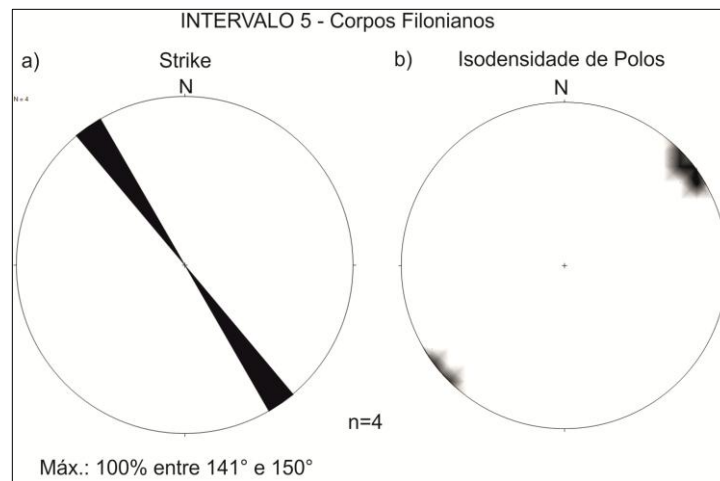
#### INTERVALO 5 (1703m a 1733m)

O mesmo padrão do intervalo anterior se repete para os dados de  $S_0$  do intervalo 5, com planos horizontais, em duas direções preferenciais, E-W e entre N320° - N330° (figura 32).



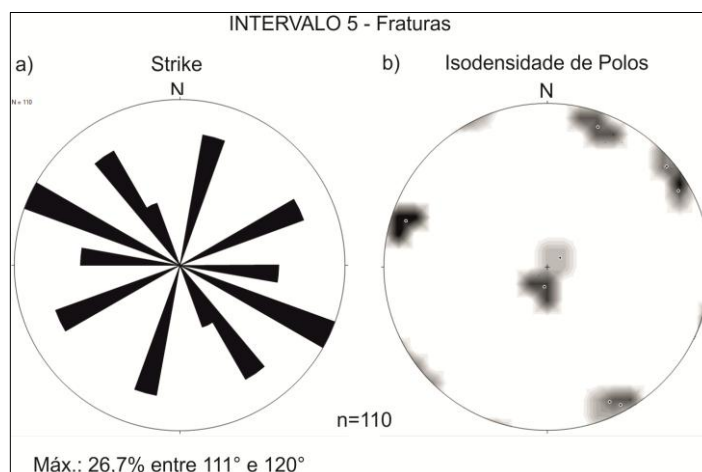
**Figura 32** - (a) Diagrama de roseta para 2 medidas de superfícies  $S_0$  do último intervalo, com intervalo de 10°. (b) Diagrama de isodensidade frequência de polos em rede estereográfica Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, para as superfícies primárias de fluxo deste mesmo intervalo.

Todos os quatro veios encontrados neste intervalo estavam dispostos verticalmente na direção preferencial de N320°-330° (figura 33).



**Figura 33** - Diagrama de rosetas (a) com intervalo de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 4 medidas de veios e diques encontrados no quinto intervalo.

A análise do diagrama de rosetas (figura 34) para o quinto intervalo mostra alta variabilidade na orientação das fraturas, com uma orientação preferencial entre N290° - N300°, e famílias subdivididas entre N010°-020°, N060°-070°, N320°-330° e, com menor representatividade, E-W. O diagrama de isodensidade de planos de polos revela o caráter subvertical predominante nos planos, mas também a ocorrência de fraturas horizontalizadas.



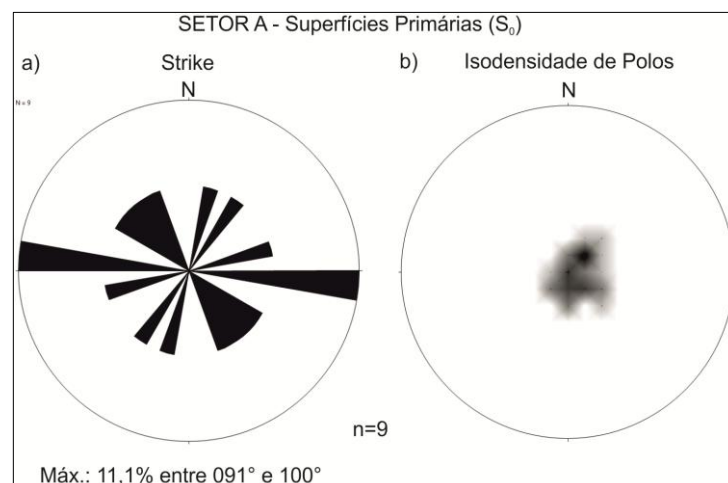
**Figura 34** - (a) Diagrama de rosetas para 110 medidas de fraturas com intervalos de 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior para as fraturas do último intervalo.

### 5.3. SETORES

A escolha de setores foi feita de acordo com a proximidade geográfica dos afloramentos visitados, com a intenção de se analisar a variação local não temporal dos padrões nas estruturas.

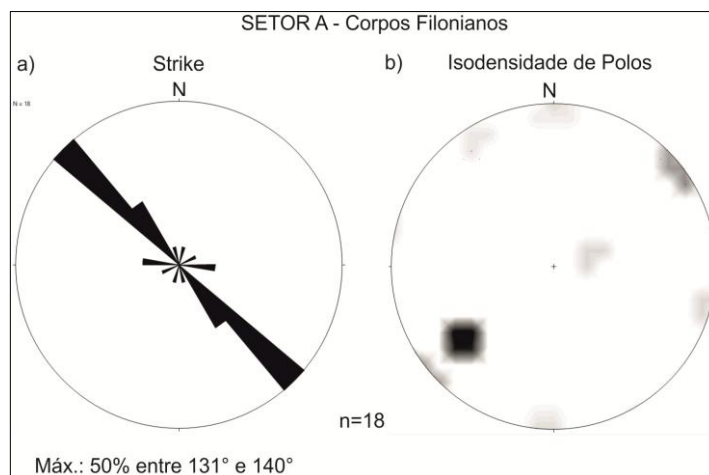
#### SETOR A

Os planos de superfícies  $S_0$  no setor A mostram um *trend* orientado em E-W, e planos subordinados de orientação NW (figura 35). Pelo diagrama de polos observa-se a colocação sub-horizontal dos mesmos.



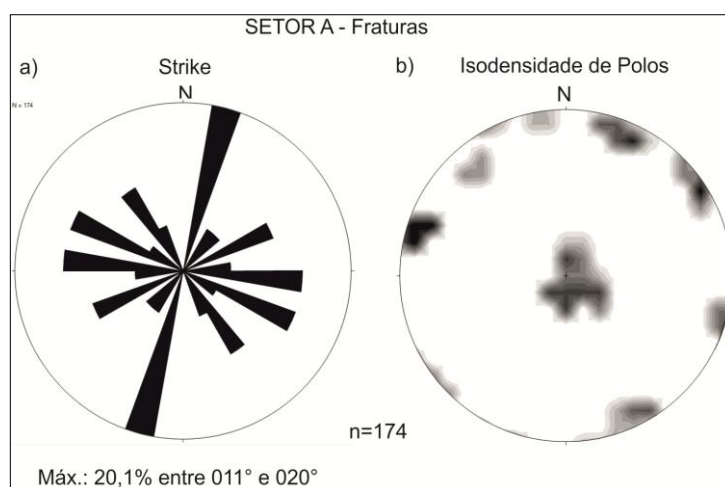
**Figura 35** - a) Diagrama de roseta, com intervalo de 10°, para 9 medidas de superfícies  $S_0$  (b) Diagrama de isodensidade frequência de polos em rede estereográfica Schimidt-Lambert, hemisfério inferior, para as superfícies  $S_0$  subverticais no setor A.

Estruturas como diques e veios estão preferencialmente distribuídas na forma de corpos subverticais com mergulho fraco para NE, em um *trend* NW-SE, entre N310°-330° (figura 36).



**Figura 36** - Diagrama de rosetas (a) com intervalo de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 18 medidas de veios e diques encontrados dentro do setor A.

Em termos de estruturas rúpteis relacionadas à tectônica (figura 37), observa-se orientação preferencial na direção N010°-020°, e a presença de planos NW-SE. O diagrama de isodensidade de polos revela um caráter predominantemente subvertical, e planos sub-horizontais subordinados.

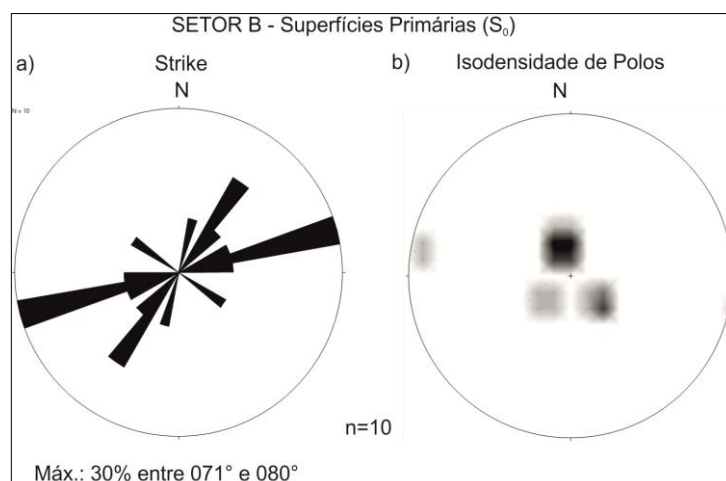


**Figura 37** - (a) Diagrama de rosetas para 174 medidas de fraturas com intervalos de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para as fraturas no setor A.

## SETOR B

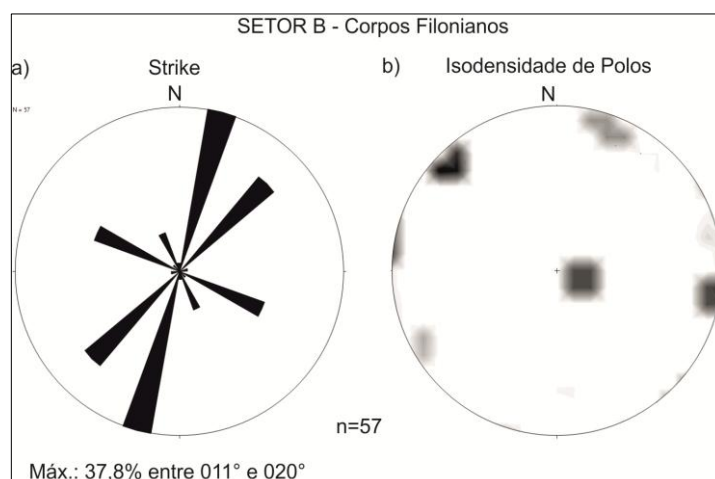
As superfícies  $S_0$  do setor B (figura 38) são caracterizadas por um *trend* NE-SW, estando às medidas mais representativas entre N070°-080° e N030°-040°. Estes planos são preferencialmente subparalelos, com mergulho de até 30° para S, NW e NE.





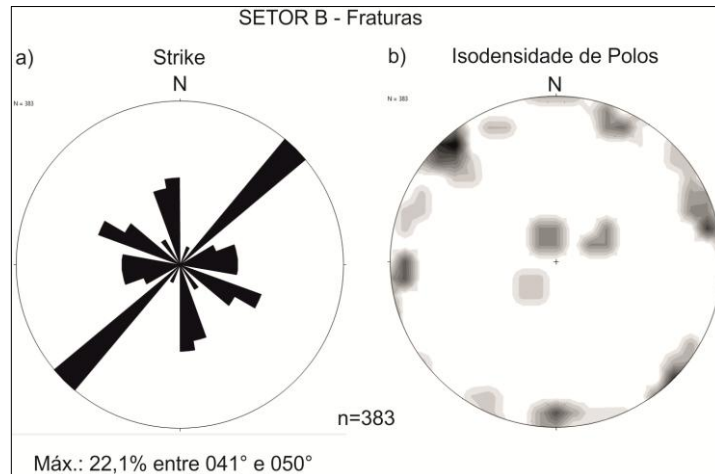
**Figura 38** - a) Diagrama de roseta, com intervalo de 10°, para 10 medidas de superfícies  $S_0$  (b) Diagrama de isodensidade frequência de polos em rede estereográfica Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, para as superfícies  $S_0$  subverticais no setor B.

Veios e diques neste setor encontram-se num *trend* principal NE-SW, entre N010°-020° e N040°-050°, um *trend* secundário N300° também está presente no diagrama de rosetas abaixo (figura 39). Para isodensidade por polos, nota-se uma distribuição entre planos sub-horizontais e subverticais, este último em maior representatividade, correspondente aos *trends* N010°-020° e N300°.



**Figura 39** - Diagrama de rosetas (a) com intervalo de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 57 medidas de veios e diques encontrados dentro do setor B.

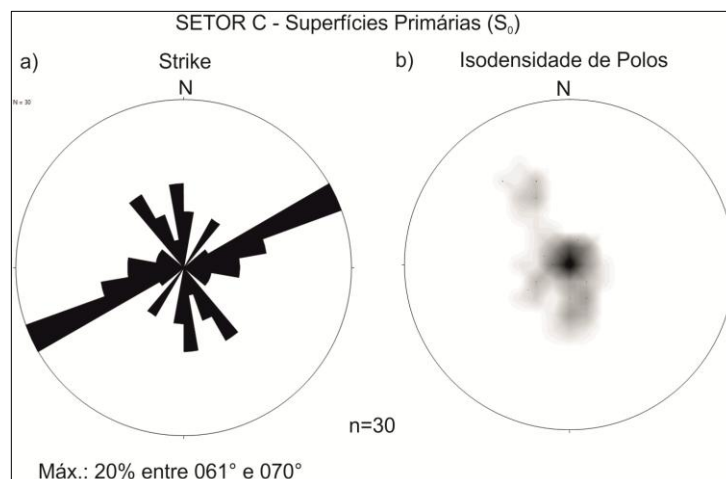
As fraturas do setor B encontram-se alinhadas principalmente entre N030°-040° e N070°-080°, na direção NE-SW. Planos sub-horizontais ocorrem moderadamente (figura 40), enquanto que planos subverticais são mais frequentes.



**Figura 40** - (a) Diagrama de rosetas para 383 medidas de fraturas com intervalos de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para as fraturas no setor B.

## SETOR C

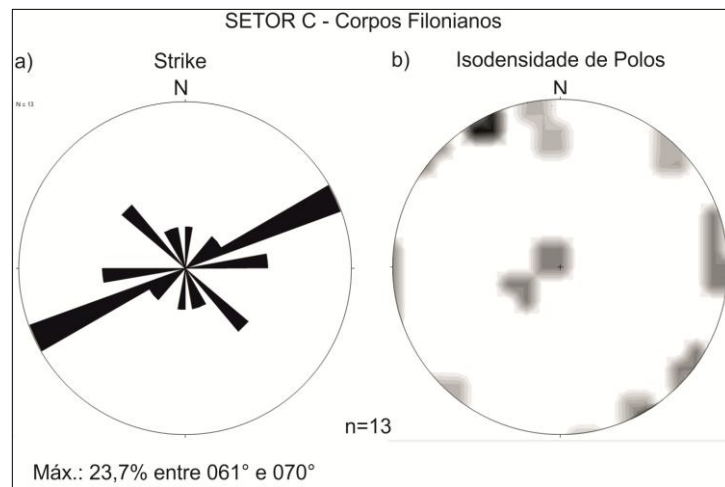
Planos de superfície primária distribuídos na direção principal de N070°-080°, e em um *trend* secundário entre N320° - 360°. A tendência de superfícies S<sub>0</sub> sub-horizontais se repete também no setor C (figura 41), e o mergulho não ultrapassa os 30° em sua maioria. Algumas medidas dispersas encontram-se mergulhando 40° para SE.



**Figura 41** - (a) Diagrama de roseta, com intervalo de 10°, para 30 medidas de superfícies S<sub>0</sub> (b) Diagrama de isodensidade frequência de polos em rede estereográfica Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, para as superfícies S<sub>0</sub> subverticais no setor C.

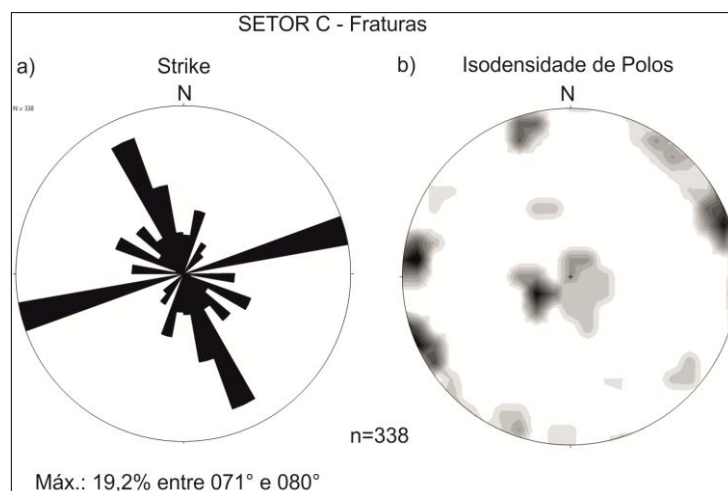
Neste setor os veios e diques são predominantemente verticais (figura 42), prevalecem entre N060°-070°, mas também ocorrem em famílias E-W e NW-SE.

Estes se encontram dispostos subverticalmente, mas cortados por corpos sub-horizontais.



**Figura 42** - Diagrama de rosetas (a) com intervalo de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para 13 medidas de veios e diques encontrados dentro do setor C.

Duas direções principais para distribuição de fraturas são visíveis no diagrama de rosetas abaixo (figura 43), entre N330°-340° e N070°-080°. Estas estruturas ocorrem na forma de planos subverticais, cortadas por alguns planos sub-horizontais.

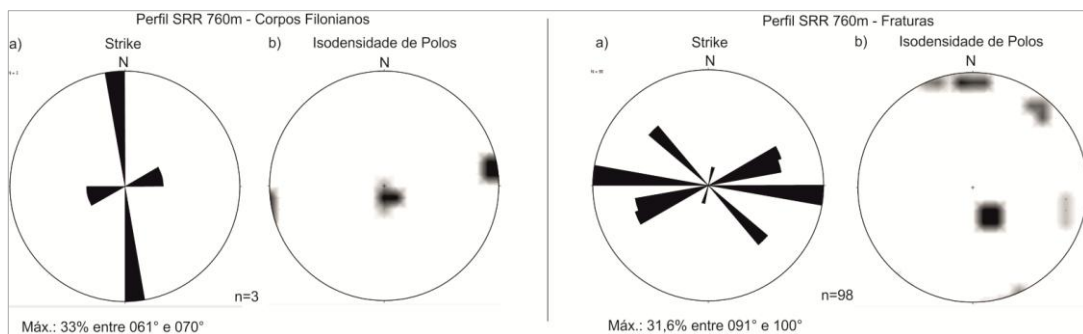


**Figura 43** - (a) Diagrama de rosetas para 338 medidas de fraturas com intervalos de 10° em 10° e (b) diagrama de isodensidade de frequência de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para as fraturas no setor C.

#### 5.4. PERFIL SERRA DO RIO DO RASTRO

Para o perfil da Serra do Rio do Rastro foram consideradas estruturas relacionadas a fluxo, fraturas, diques e veios.

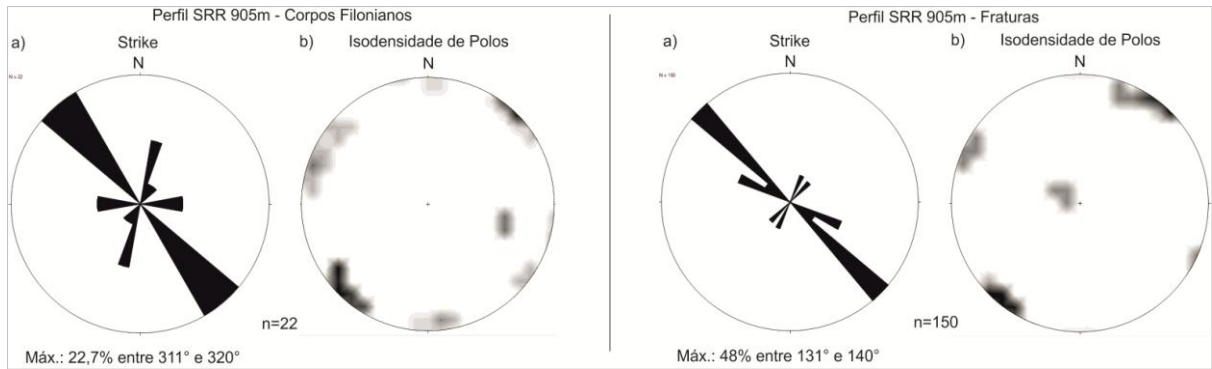
No primeiro ponto no perfil da Serra do Rio do Rastro, a 760m de altitude (figura 44), ocorre um dique subvertical (mergulho  $>85^\circ$ ) com *trend* N-S, e veios sub-horizontais, mergulhando  $20^\circ$  para NW em um *trend* N070°-090°. As fraturas encontram-se alinhadas principalmente entre E-W, variando NE-SW e subordinadamente para NW-SE, em planos predominantemente subverticais.



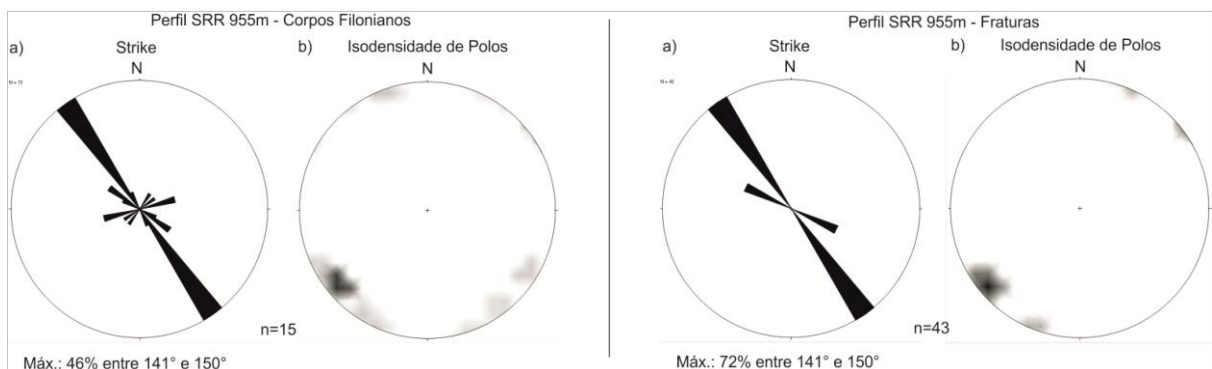
**Figura 44** - Diagramas de roseta e isodensidade de polos rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior, para diques/ veios (3 medidas) e falhas/fraturas (98 medidas) analisados na altitude de 760m do perfil.

A distribuição dos veios na altitude de 905 m (figura 45) ocorre concentrada no *trend* entre N140°-150°, na forma de corpos subverticais.

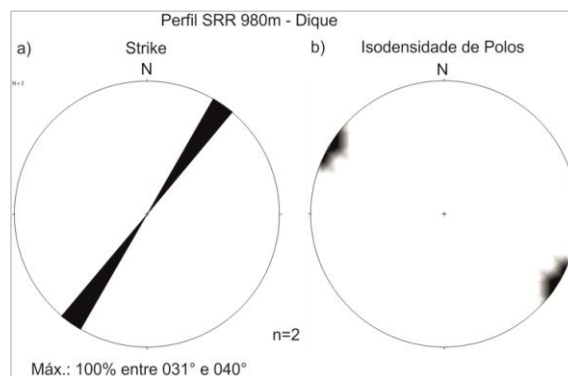
A uma altitude de 955m (figura 46) diques e veios encontrados apresentam direção e mergulho similares, sendo planos subverticais orientados num *trend* NW-SE entre N320°-N330°. O *trend* principal de fraturas nesta altitude é o mesmo que o de veios. Já em 980m (figura 47), o dique encontrava-se em NE-SW, estava orientado em N030°, também subvertical.



**Figura 45** - Distribuição dos planos das 150 medidas de fraturas e falhas e orientação as 22 de veios no ponto a 905 m do perfil, representados em diagrama de roseta e isodensidade de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior.



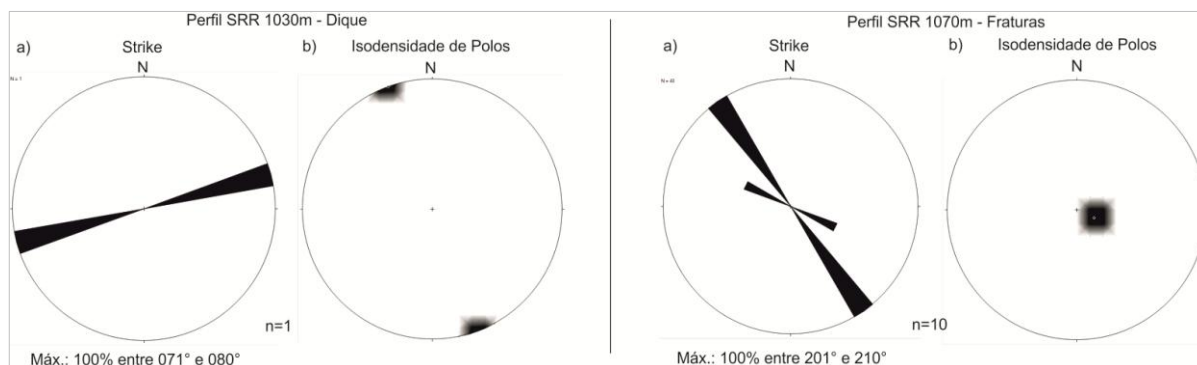
**Figura 46** - Diagrama de roseta e diagrama de isodensidade polar em rede estereográfica igual-área para 15 medidas de veios e 43 medidas de fraturas aos 955m de altitude.



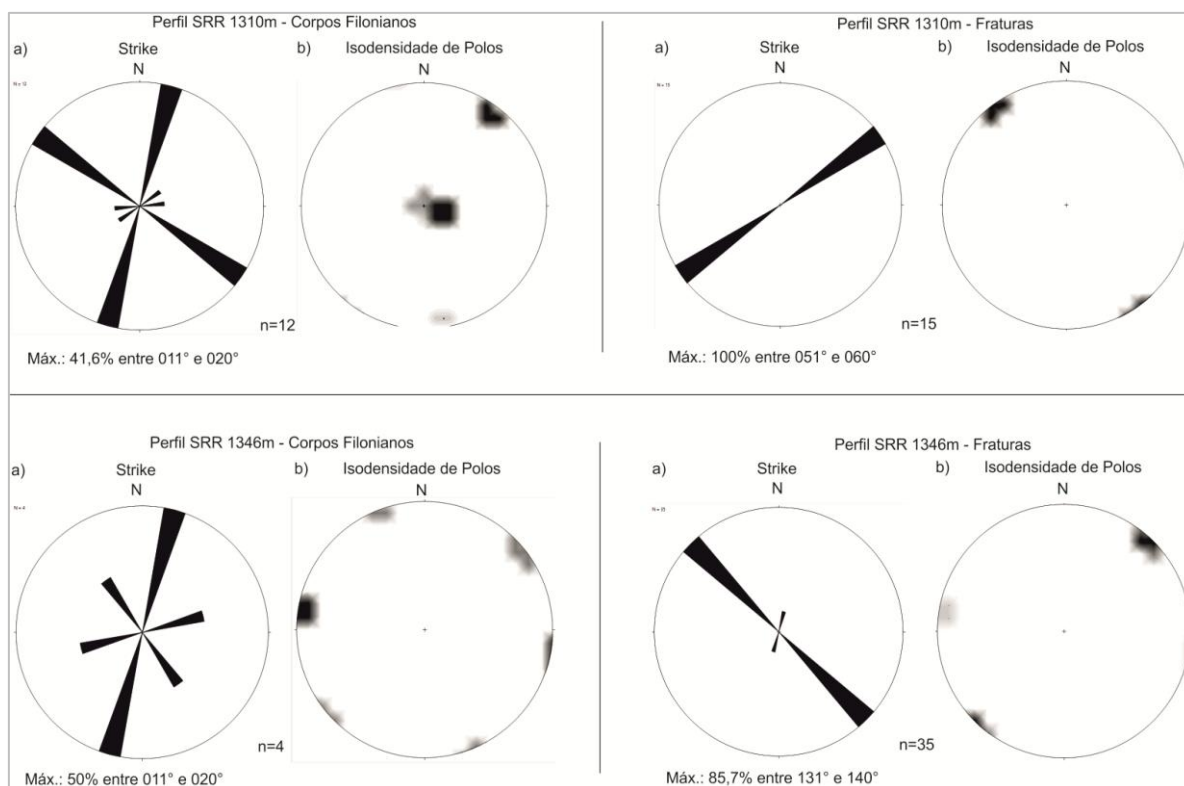
**Figura 47** - Orientação e mergulho do dique cortando o perfil em 980m representado no diagrama de rosetas e isodensidade de polos em rede estereográfica igual-área.

O dique encontrado em 1030m possui *trend* NE-SW, em N070° e é vertical (figura 48). O padrão de fraturamento sub-horizontal (figura 48), com leve mergulho para NW, no ponto a 1070m de altitude é predominantemente orientado em N030°. Aos 1310m de altitude a tendência de corpos filonianos NE-SW se mantém, porém um segundo *trend* principal (N120°) está presente (figura 49). O total de fraturas medidas distribui-se no *trend* N050°, e todas são subverticais.

No entanto, 46m acima, no último ponto do perfil, esse padrão de orientação altera-se, e os planos de fraturamento agora subverticais ocorrem em um *trend* entre N130°-140°, com a ocorrência de algumas fraturas subordinadas em N020°-030° (figura 49). Corpos filonianos neste ponto tem característica subvertical, estando, de um total de 4 medidas, 85,5% na direção N020°, e outros dois corpos divididos em N070° e N140°.



**Figura 48** - Distribuição dos planos da medida do dique em 1030m e orientação das falhas e fraturas para 10 medidas no ponto a 1070m de altitude do perfil, representados em diagrama de roseta e isodensidade de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior.

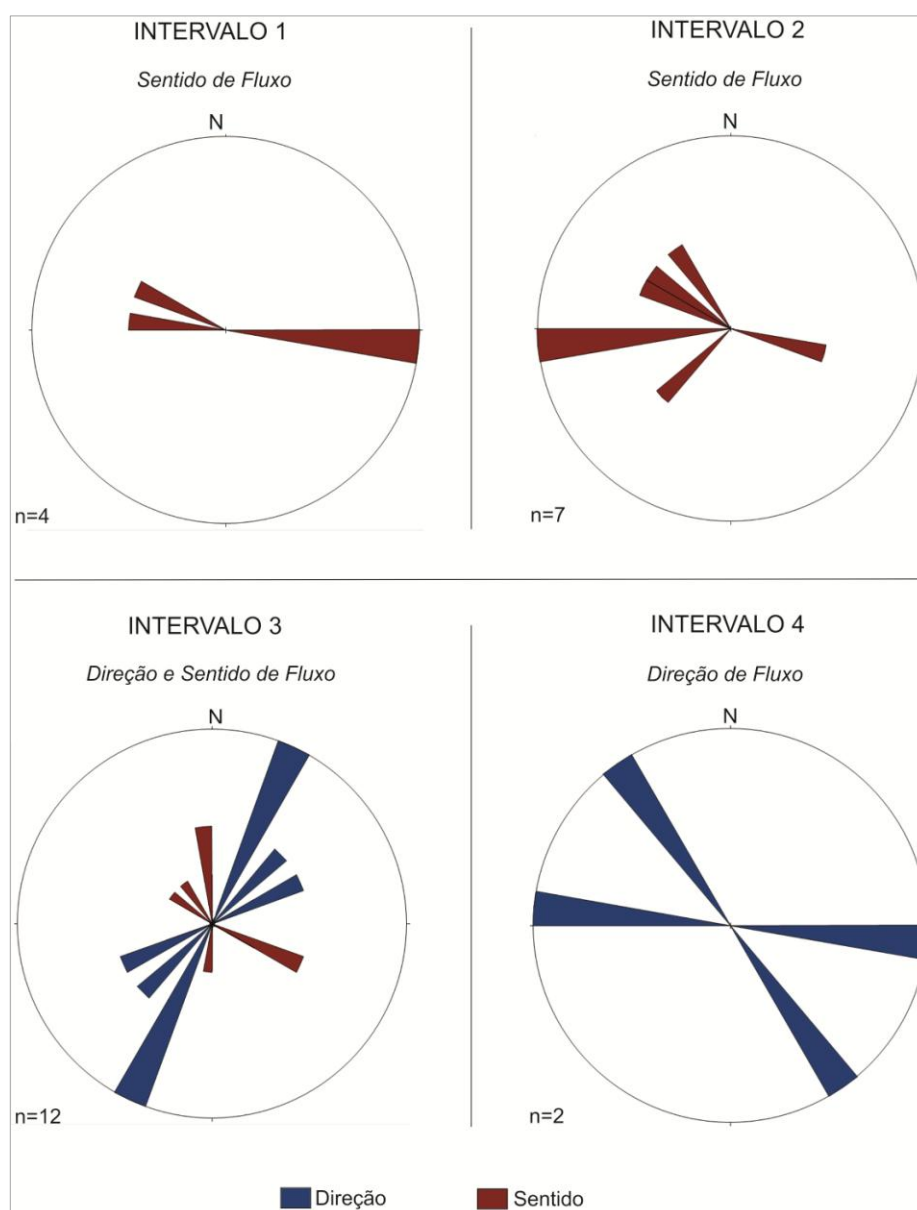


**Figura 49** - Diagramas de roseta e de isodensidade de polos em rede estereográfica igual-área, hemisfério inferior para estruturas rúpteis, veios e diques de altitudes variadas ao longo do perfil da Serra do Rio do Rastro. 1310m 12 medidas para corpos filonianos e 10 medidas de fraturas. 1346m 4 medidas de veios/diques e 35 dados de fraturas.

## 5.5. ANÁLISE DE PALEOFLUXO

A análise de paleofluxo foi feita através da geração de diagramas de roseta que apresentam os *trends* preferenciais de sentido e direção de fluxo na área de estudo. Para isto foi utilizada a subdivisão entre intervalos e setores quando havia disponibilidade de dados.

A figura 50 representa os diagramas de roseta de sentido e fluxo. Um total de 25 dados de estruturas de fluxo entre os intervalos 1 a 4 foram plotados. Não foram encontradas estruturas indicativas nos pontos do intervalo 5.



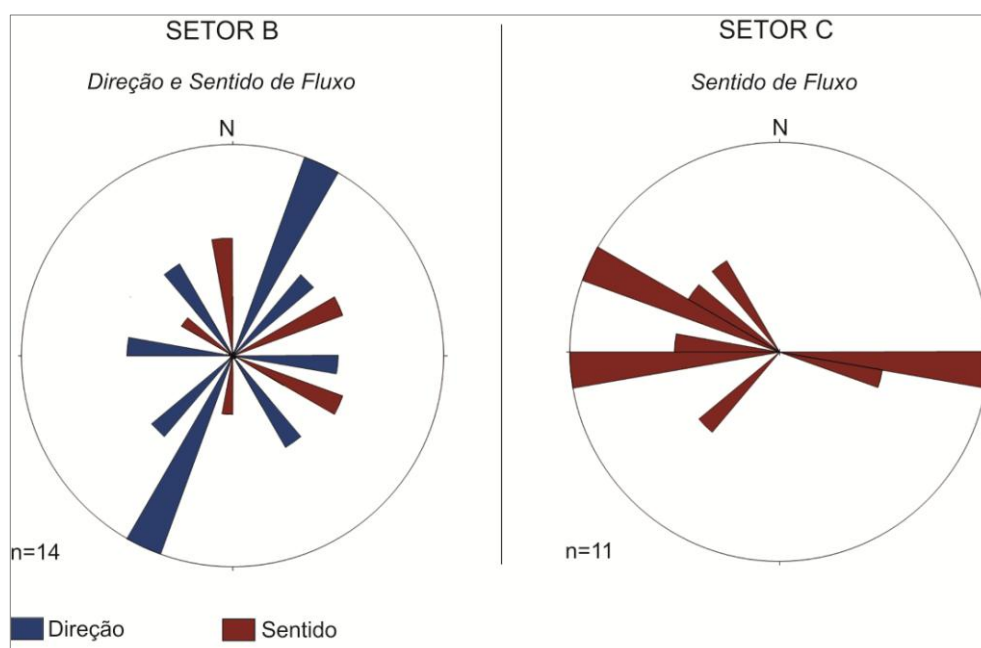
**Figura 50** - Diagramas de roseta para sentido (vermelho) e direção (azul) de paleofluxo nos intervalos 1, 2, e 4 da área de estudo. Intervalo 1: máx. 50% N091°-100°. Intervalo 2: máx. 28,57% N261°-270°. Intervalo 3: máx. sentido 25% N111°-120°; direção máx. 50% N201°-210°. Intervalo 4: máx. 50% N091°-100°.



Nos intervalos 1 e 2 as medidas de sentido predominam em um *trend* E-W a E-NW. No primeiro intervalo ocorre uma medida a N90° e duas medidas entre N270° - 300°. No segundo intervalo o fluxo concentra-se para E-NW, com duas medidas para N270° e três medidas entre N290°-320°.

O intervalo de número três é o que registra maior dispersão entre as orientações do sentido do fluxo, representadas pela cor vermelha, e as orientações de direção de fluxo, em azul. Neste intervalo duas medidas de sentido estão orientadas em N360° e outras duas a N110°, enquanto que os trends N60°, N180°, N300° e N320° apresentam uma medida cada. As medidas de direção apresentam *trend* preferencial NE-NW, entre N200°-240°. No intervalo 4 não houve registro de estruturas de sentido, apenas direção de fluxo, estando uma orientada em N90° e a outra em N320°.

Foram gerados diagramas estereográficos para sentido e direção apenas dos setores B e C (figura 51). O setor B apresenta alta variabilidade nas orientações de ambos sentido e fluxo de derrame. As medidas de direção estão divididas em N360°, N60°, N120°, N180° e N300°, sendo as orientadas entre N-SE mais representativas. No setor C há o predomínio de estruturas alinhadas E-NW, com 8 do total de 11 medidas entre N260°-310°. Não foram encontradas em campo estruturas relacionadas com sentido ou direção de fluxo no setor A.



**Figura 51** - Diagramas de roseta para sentido (vermelho) e direção (vermelho) de paleofluxo dos setores B e C da área de estudo. Não havia disponibilidade de dados para o setor A. Máximo 18,18% para N090-100 sentido Setor C. Máximo 22% entre N060-070 para sentido e máx. de 40% entre N200-210 para direção.



## 6. RESULTADOS E DISCUSSÕES

---

### 6.1. PADRÕES DE FLUXO MAGMÁTICO E CONTROLES DE MIGRAÇÃO

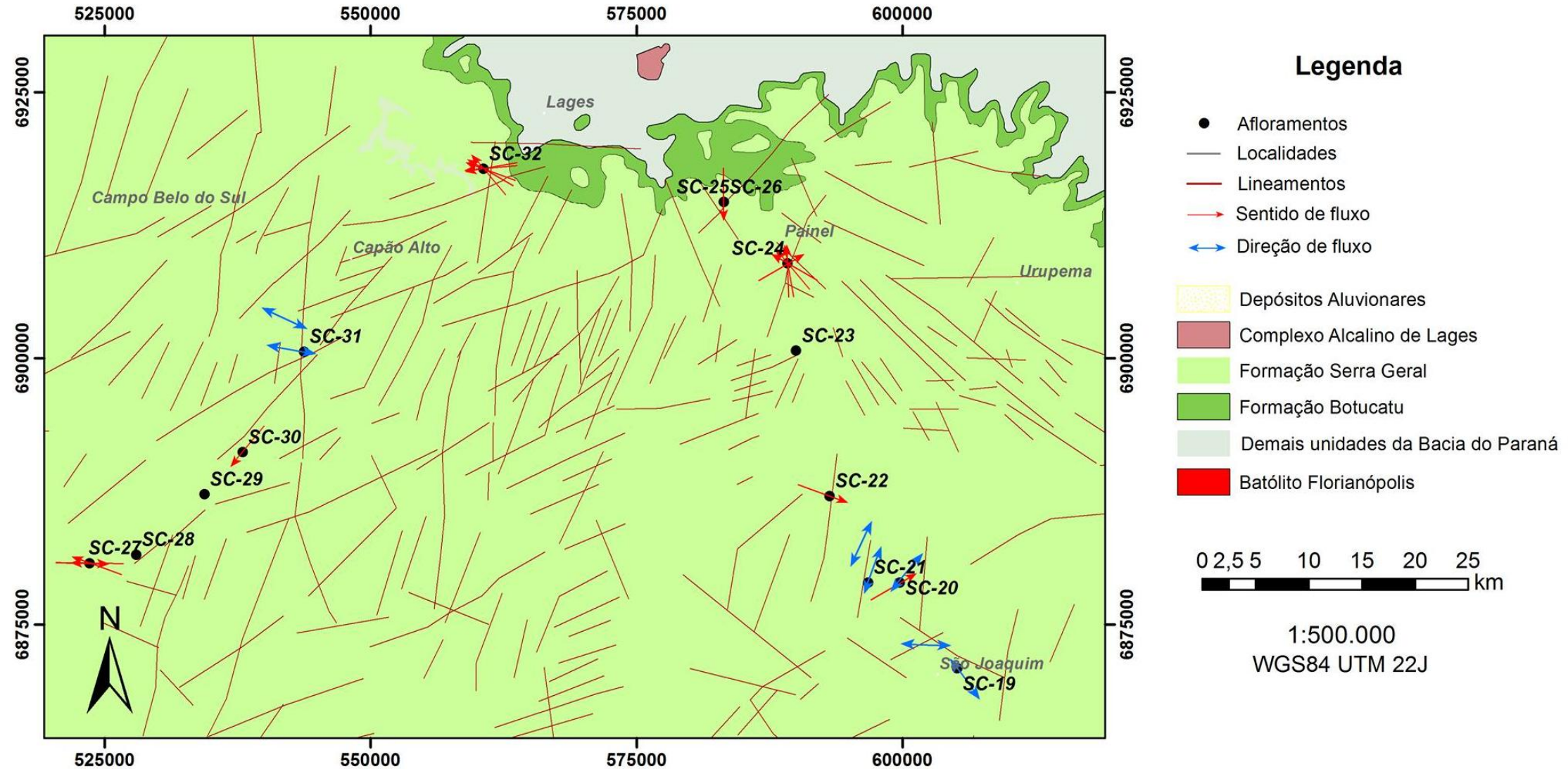
A análise dos *trends* direcionais das superfícies magmáticas mostra que estes planos encontram-se distribuídos entre dois grupos principais. Um sistema predominante, de orientação NEE, ocorre paralelo/subparalelo ao sentido de abertura da Bacia do Paraná e possivelmente tem causa relacionada com o controle estrutural que a formação do rifte impôs ao terreno, forçando o fluxo magmático a seguir para as porções mais baixas do terreno. O *trend* secundário é ortogonal ao principal, e encontra-se orientado em NW. Este mesmo padrão está presente quando comparados os dados de  $S_0$  da setorização e intervalos e acredita-se que sua causa esteja relacionada com o processo de formação do rifte. Considerando uma direção de abertura a NE, espera-se a formação de planos de falha ortogonais (NW), correspondente ao *trend* secundário verificado.

Além disso, pela comparação entre resultados de sentido fluxo e orientação de planos  $S_0$  do primeiro intervalo, há concordância de azimutes. Isto pode ser devido ao fato do controle paleotopográfico das paleodunas da formação Botucatu, que contiveram o fluxo de lava na porção interdunas formando lava *pondeds*. Deve-se levar em consideração que este intervalo é o de menor altitude (669m), ou seja, o mais próximo ao contato com a Formação Botucatu.

No mapa de paleofluxo (figura 52) fica evidente a relação dos lineamentos com o magmatismo, sugerindo que as estruturas NE, alinhadas paralelamente com a direção de abertura do Atlântico Sul, foram reativadas e serviram como fissuras alimentadoras de magma na província.

No ponto SC24, nota-se uma possível relação entre a fonte deste magma e a reativação da extensão do lineamento E-W, e acredita-se que o padrão de distribuição radial do sentido de fluxo seja devido à formação de um cone vulcânico alimentador na região. Carvalho (2014) verificou padrões similares para as rochas vulcânicas da FSG no estado do Rio Grande do Sul e atribuiu a canalização dos fluxos em N30° e N110° devido à direção da abertura e à presença do alto topográfico da Sinclinal de Torres.

# MAPA DE PALEOFLUXO

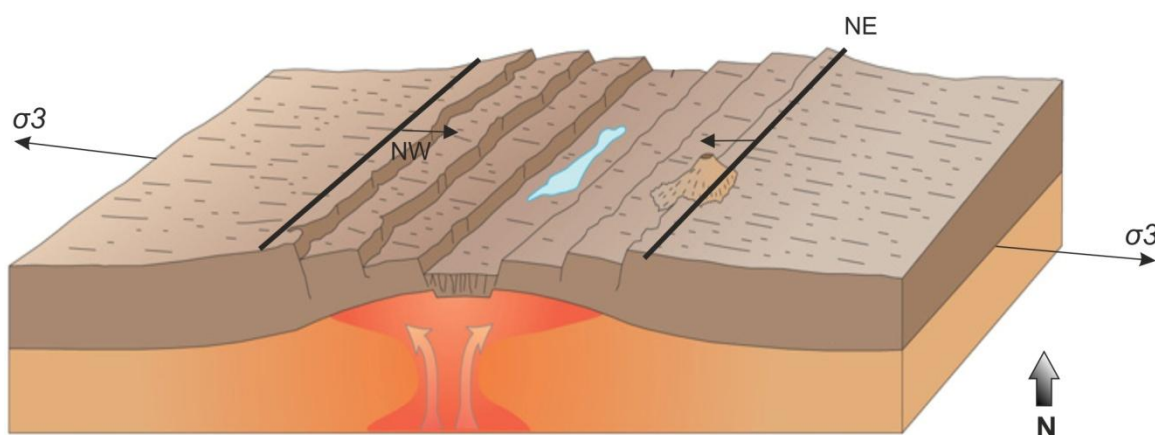


**Figura 52** - Mapa de sentido e direção de paleofluxo das estruturas de fluxo das rochas da Formação Serra Geral na região do planalto serrano de Santa Catarina, base CPRM e DNPM.

## 6.2. PADRÕES DE EXTENSÃO E DEFORMAÇÃO RÚPTIL

Na área de estudo ocorre a predominância de padrões de fraturas orientadas NE-SW, tanto para a divisão por setores quanto para divisão de intervalos, paralelas ao eixo de abertura da Bacia e um *trend* secundário ortogonal, alinhado a NW. Estas direções também predominam quando se refere à orientação de veios e diques, com concentrações principais entre N30°-50° e N330°-350°. O perfil da Serra do Rio do Rastro, analisado da base para o topo, mostra uma dispersão inicial principal na direção NW, que depois inverte para NE.

É provável que as fraturas NE tenham relação com os grandes lineamentos regionais NE, mapeados por Zalán (1990), sejam reativações de estruturas anteriores (Jacques, 2013), e estejam associadas à Sinclinal de Torres (NW-SE) e ao cinturão Dom Feliciano (SW-NE). Porém, estruturas paralelas à abertura tendem a ser formadas em eventos de extensão, desta forma estas estruturas indicariam orientação do  $\sigma_3$  em NW (figura 53).



**Figura 53** - Modelo de evolução de rifte mostrando a relação entre a direção de abertura, a NW, com a formação de planos de falha e estruturas NE que controlam os padrões de distribuição do fluxo magmático na PMP. (Modificado de: <http://pixgood.com/east-african-rift-valley-cross-section.html>).

Se tratando de mergulho, estruturas tais como veios e diques apresentam forte tendência de planos verticais a subverticais, naturalmente esperados devido à natureza extensional da área e presença de  $\sigma_3$  horizontal. A ocorrência subordinada de corpos sub-horizontais foi atribuída por Carvalho (2014) a algum tipo de alívio de carga local. Em relação aos planos de falhas e fraturas sub-horizontais, acredita-se

que elas representem superfícies de destacamento crustal associadas à propagação de esforços e abertura continental (Corrêa-Gomes & Carvalho, 2014).

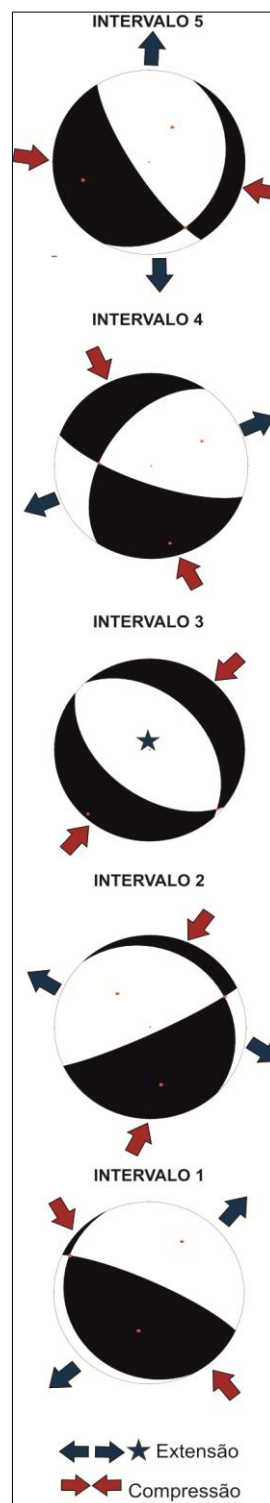
### 6.3. CAMPOS DE PALEOTENSÃO

Os campos de paleotensão foram determinados a partir dos planos de falhas e fraturas com a aplicação método de inversão direto no software *FaultkinWin®*. A partir desses dados foi possível entender melhor como se deu a evolução dos campos de tensão da área de estudo dentro da Província Magmática do Paraná. A análise dos diagramas revela que há variação na orientação dos tensores quando comparados os resultados para divisão entre setores com a divisão por intervalos, além do perfil da Serra do Rio do Rastro, e que a tectônica deformadora da Bacia do Paraná não esteve apenas relacionada à movimentos verticais extensionais, mas também a movimentos horizontais intraplaca geradores de falhas transcorrentes, como já descrito por Jacques (2013).

De acordo com o princípio de Anderson, quando  $\sigma_1$  é vertical e  $\sigma_3$  horizontal indicam um regime extensional,  $\sigma_1$  horizontal e  $\sigma_3$  vertical caracterizam regime compressional e  $\sigma_3$  e  $\sigma_1$  horizontais representam regime compressional transcorrente.

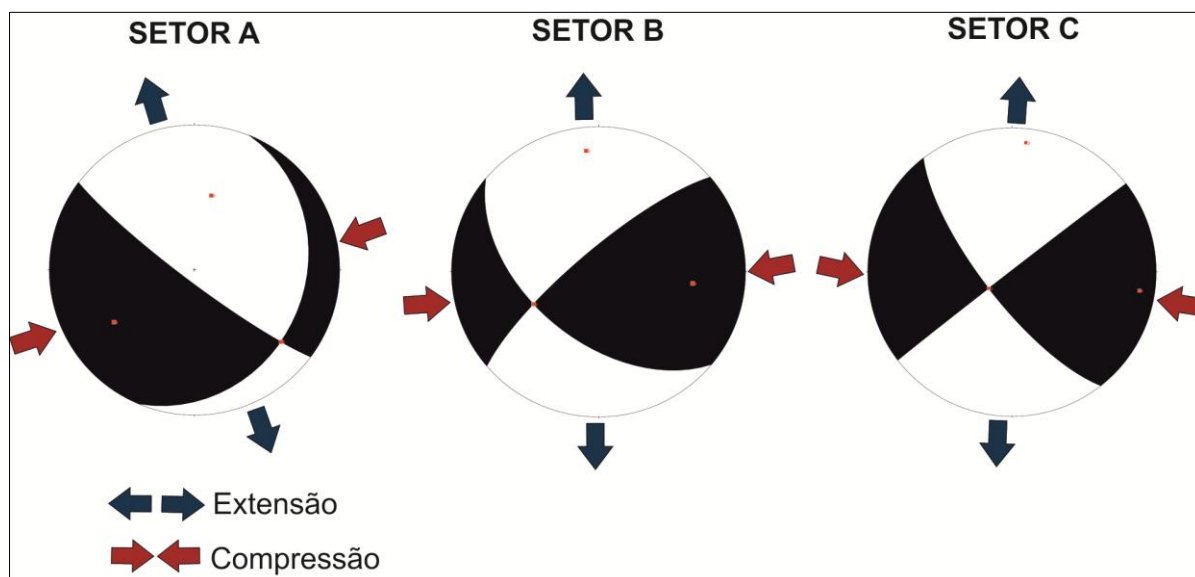
Os diagramas de tensão por intervalos (figura 54) mostram que no início (intervalo 1) a extensão era dominada por  $\sigma_1$  vertical inclinado NW, desta forma a extensão seria NE, como já evidenciado pela disposição espacial das vênulas e veios, distribuídas preferencialmente em NE e NW. Estes dados corroboram com os dados apresentados anteriormente de padrões de extensão a partir de falhas, fraturas e corpos filonianos e correspondem ao modelo apresentado para abertura e dinâmica de paleofluxo (figura 53).

**Figura 54** - Reconstrução dos campos de tensão dos intervalos 1 a 5.



No segundo intervalo o  $\sigma_1$  permanece com orientação vertical inclinada, porém na direção NE. No terceiro intervalo a componente de compressão passa a ter orientação horizontal e estaria relacionada à transcorrência intraplaca já descrita por Jacques (2013) e Salomon *et al.*, (2014), voltando a adquirir caráter vertical inclinado da tectônica extensional no intervalo 4. Último intervalo apresenta distribuição de tensores entre  $\sigma_1$  horizontal inclinado e  $\sigma_3$  ortogonal, ou seja, vertical inclinado, associado à movimentos de transcorrência. Quando analisados os tensores de acordo com a divisão entre intervalos e no perfil da Serra do Rio do Rastro, segundo o posicionamento estratigráfico das rochas, nota-se um padrão de distribuição distinto do visto anteriormente para os setores A, B e C. Considerando o fato desta análise seguir o empilhamento estratigráfico local, e a variação destes dados coincidir, fornece informações sobre o comportamento e variação do campo tensional durante a efusão das lavas Serra Geral, podendo ser divididas em eventos distintos.

Entre os setores há predomínio do  $\sigma_1$  horizontal inclinado no setor A, e horizontal nos setores B e C, variando entre NEE e E-W (figura 55).



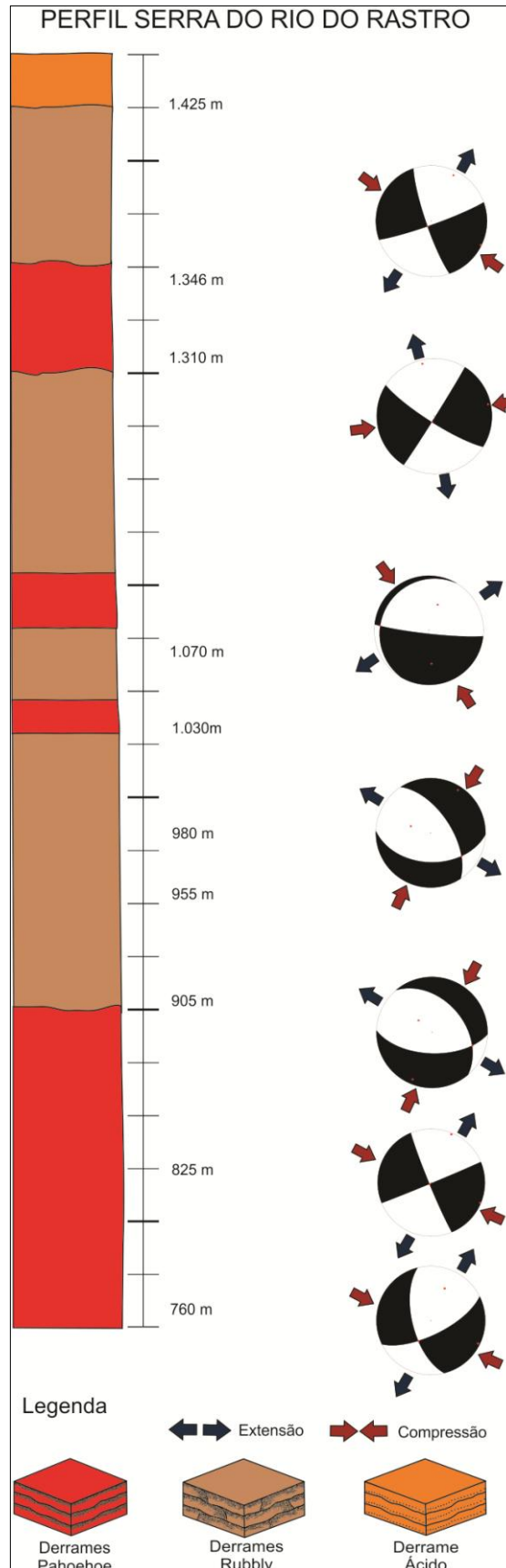
**Figura 55** - Diagramas de paleotensão para os setores avaliados.

O perfil da Serra do Rio do Rastro (figura 56) apresenta um padrão de variação de campos de paleotensão similar ao visto na divisão de setores. Nos primeiros dados do pacote observa-se orientação do  $\sigma_1$  predominantemente horizontal inclinado, na direção NW. Este tensor passa a apresentar caráter vertical

inclinado orientado na direção NE a partir dos 905 m de altitude, até aproximadamente 1070m, quando a orientação do tensor passa a ser NW. A partir dos 1310m a compressão adquire padrão horizontal, a horizontal inclinado.

A característica inclinada observada no tensor máximo do primeiro intervalo pode representar a ocorrência de transpressões localizadas intraplacas, mesmo durante a extensão, e como estes intervalos não obedecem à disposição estratigráfica o fator de transcorrência se mostra dominante devido à sua ocorrência no pacote. O tensor intermediário ( $\sigma_2$ ) está predominantemente concentrado na horizontal e também estaria associado à uma componente transcorrente e a falhas normais.



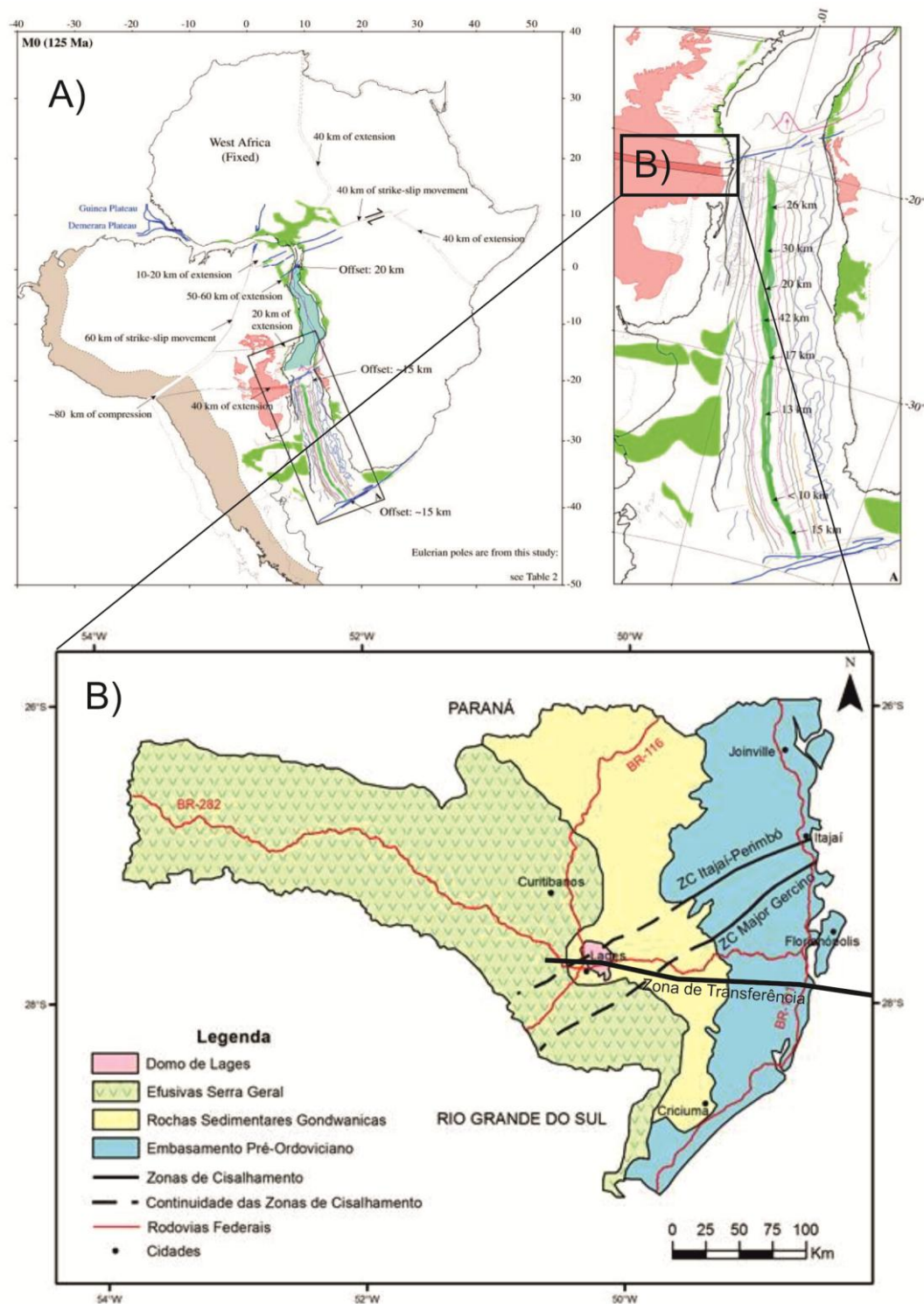


**Figura 56** - Representação gráfica do levantamento realizado ao longo do perfil estratigráfico da Serra do Rio do Rastro, contendo a arquitetura de fácies vulcânicas e comportamento dos campos de tensão (Adaptado de Frozza, 2015).

Possivelmente o movimento de transcorrência visualizado nos diagramas anteriores está relacionado com a presença de falhas de transferência que segmentam a litosfera causando deformação intraplaca, necessárias para acomodar a deformação durante a abertura do Atlântico Sul, mas que também se comportam como zonas de dispersão de esforços para o interior do continente, (Moulin *et al.*, 2010; Stica, Zalán e Ferrari, 2014). Moulin *et al.*, (2010) relacionaram a presença de determinados lineamentos regionais à uma destas falhas, que passaria na área de estudo. O complicado padrão de *stress* identificado por Salomon *et al.*, (2014), fortalece esta hipótese e leva a acreditar que uma destas zonas corta a porção norte da área.

As zonas de cisalhamento Itajaí-Perimbó e Major Gercino, cortam a área de estudo, assim como identificado através do mapa de lineamentos. Assumindo que a zona de transferência esteja na posição proposta por Moulin *et al.*, (2010), o prolongamento desta zona na região do Planalto Serrano cruzaria com ambas as zonas de cisalhamento anteriormente mencionadas (figura 57) e justamente no ponto aonde a falha de transferência se cruza com a ZC Itajaí-Perimbó está localizado o Complexo Alcalino de Lages. Provavelmente a intrusão ocorreu nesta área mais "fraca", devido à presença destas estruturas que cortam o embasamento e que teriam facilitado a ascensão do corpo alcalino.





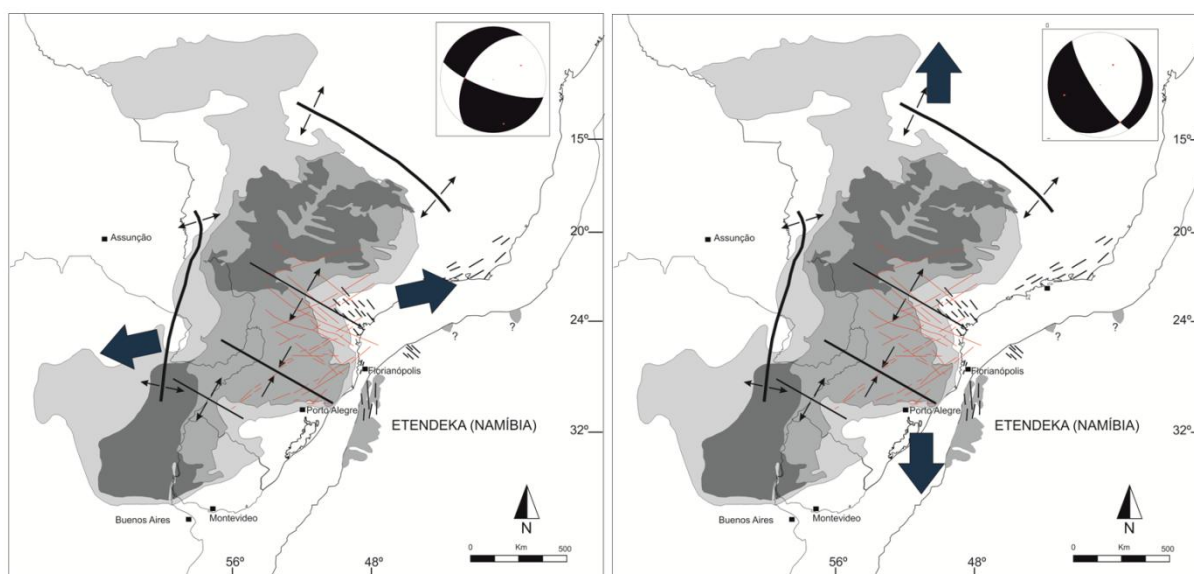
**Figura 57** - a) Localização da Zona de tranferência proposta por Moulin *et al.*, (2010) no contexto do Gondwana. b) Relação entre as Zonas de Cisalhamento Itajaí-Perimbo, Major Gercino e a Zona de Transfêrencia do Oceano Atlântico e o Complexo Alcalino de Lages no estado de Santa Catarina (Adaptado de Neto, 2015).

## 7. MODELO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA

Unificando as informações de todos os dados disponíveis anteriormente, é possível propor um modelo de como se deu a evolução tectônica na região do Planalto Serrano de Santa Catarina, cujos eventos podem ser explicados dentro de um contexto geotectônico de quebra do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico junto com a rotação da placa Sul-americana.

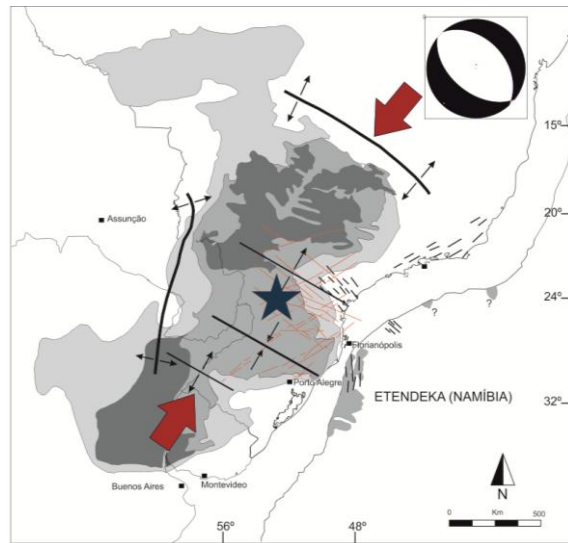
Os dados de campo e de orientação de tensores principais obtidos anteriormente sugerem que a evolução dinâmica da região ocorreu em três fases principais, da seguinte maneira:

- **Evento 1** (intervalos 1 e 2): natureza extensional. Sub-evento (i) inicia com  $\sigma_1$  NW, (figura 58a) causando extensão NNE-SSW, no plano do  $\sigma_3$ . Sub-evento (ii) passa a apresentar  $\sigma_1$  vertical inclinado orientado em NE-SW, responsável pela formação dos planos ortogonais NW e pela geração de altos e baixos estruturais, talvez nesse estágio tenham sido intrudidos os diques do enxame Florianópolis. Estes planos de falhas normais podem ter reativado os lineamentos NW pré-existentes descritos por Zalán (1990), e tido papel importante na geração de diques alimentadores do vulcanismo na Província, bem como controlaram a disposição do fluxo vulcânico. Posteriormente ocorre o sub-evento (iii), causando rotação do vetor. A extensão adquire direção aproximadamente E-W com  $\sigma_1$  vertical inclinado (figura 58), o que pode causar transcorrência nos planos de falhas normais.



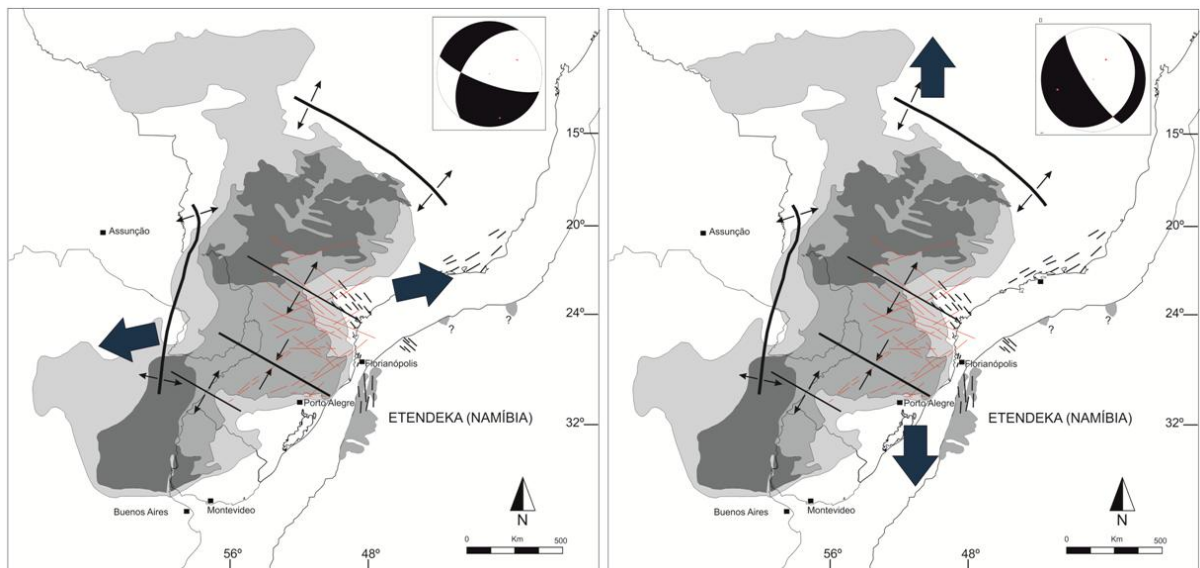
**Figura 58** - Orientação dos campos de tensão durante o evento 1.

- **Evento 2** (intervalo 3): nova rotação do  $\sigma_1$ , desta vez de vertical para horizontal, invertendo o campo de tensão causando compressão NE (figura 59).



**Figura 59** - Orientação dos tensores durante o segundo evento.

- **Evento 3** (intervalos 4 e 5): Nova rotação causa inclinação do tensor máximo que adquire caráter horizontal inclinado (figura 60a), e pode estar associado com transcorrências locais devido à interação entre blocos tectônicos e microplacas que acomodam a deformação durante a rotação da placa Sul-americana no evento de separação continental. O primeiro sub-evento demonstra leve rotação horária dos tensores com extensão NE-SW, já no último sub-evento ocorre uma inversão do campo de tensão com extensão N-S e compressão E-W (figura 60b).



**Figura 60** - Disposição dos campos de tensão no terceiro evento da evolução tectônica da área de estudo.

Desta forma, pode-se dizer que a orientação espacial dos campos de tensão durante a evolução tectônica da área de estudo passou por importantes estágios que merecem ser destacados. Primeiro ocorre a rotação do  $\sigma_1$  de vertical inclinado para horizontal, marcando uma evolução tectônica extensional para transtensional e transcorrente; depois, há a inversão do campo de tensão de transtensivo para compressão.

Este evento de inversão coloca em questão a influência da tensão exercida pela dorsal no processo de abertura, uma vez que a taxa de espalhamento é maior que a taxa de extensão, dando origem à campos de tensão compressionais localizados. A possível relação com a intrusão do Complexo Alcalino de Lages, uma vez que a intrusão deste corpo pode ter causado a rotação dos eixos dos tensores, alterando o campo tensional local para um estado de compressão sem que haja relação direta com o desenvolvimento da bacia nem ao processo de ruptura do Gondwana, mas sim posterior, de maneira análoga a demais eventos deste tipo citados por Salomon *et al.*, (2014).

## 8. CONCLUSÃO

---

Este trabalho procurou indentificar os padrões de fluxo magmático e campos de tensão com base em dados de campo na região do Planalto Serrano de Santa Catarina, utilizando os softwares *Stereonet* e *FaultkinWin*, para geração de diagramas que serviram de base nos resultados.

Como as principais conclusões e considerações a partir da realização deste trabalho, tem-se que:

(i) Houve claro controle tectônico na formação das estruturas analisadas durante a abertura do Atlântico Sul, como mostram os padrões de falhamento, veios, diques, fluxo e  $S_0$  orientados paralelamente à direção de abertura.

(ii) O padrão ortogonal na distribuição das estruturas se deve à ocorrência de  $\sigma_3$  horizontal, que ao causar extensão na direção NE formou planos de falhas NW, padrão estrutural compatível com o modelo de rifte central de direção NE-SW.

(iii) O paleofluxo de lavas tem origem relacionada com a reativação dos lineamentos NE e NW já existentes na região e houve controle do relevo e das grandes estruturas próximas na direção do fluxo. Os padrões de paleofluxo indicam que lavas ascenderam de condutos NE e fluíram em sentido da zona mais profunda da calha (paleofluxo para NO e SE) e posteriormente fluíram paralelamente a calha (paleofluxo NE e SW). Por vezes, pode ter ocorrido a formação de pequenos cones vulcânicos que levaram à distribuição de paleofluxo radial.

(iv) Três eventos tectônicos principais dominaram a evolução da área, representados por uma fase de incial de extensão NE, uma fase intermediária marcada pela a migração do tensor  $\sigma_1$  para uma posição inclinada, orientado em NW, o que causou transtensão e transcorrência, possivelmente associadas à zona de transferência de esforços. Uma fase final aonde ocorre extensão N-S e compressão E-W.

(v) A intrusão do Complexo Alcalino de Lages pode estar diretamente relacionada com a reativação da Zona de Cisalhamento Itajaí-Perimbó no ponto de intercepção desta estrutura com Zona de Transferência, que estende-se desde a dorsal Meso-Oceânica até a porção norte da área estudada.

## 9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

ALLMENDINGER, R.; **FaultKinWin. Version 6. A program for analysing fault slip data for Windows™ computers.** 2011. Disponível em: <[www.geo.cornell.edu/pub/rwa/windows](http://www.geo.cornell.edu/pub/rwa/windows)>. Acesso em 08 de julho de 2015.

ANGELIER, J.; **Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault.** Tectonophysics, v. 56, 1979.

ANGELIER J.; **Tectonic analysis of fault slip data sets.** Journal of Geophysical Research, 89: 5835-5848, 1984.

ANGELIER J.; **Fault slip analysis and paleotension reconstruction.** In: P.L Hancock. (ed.), Continental Deformation, Pergamon Press, pp. 53-100, 1994.

ARNDT, N. T. *et al.*; **Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism.** Tectonophysics, v. 223, n. 1-2, p. 39–52, 1993.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C.; MILANI E. J.; **Sequências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná.** Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 24, n. 2, p. 77-89, 1994.

BARRETO, C. J. S. *et al.*; **Lithofacies analysis of basic lava flows of the Paraná igneous province in the south hinge of Torres Syncline, Southern Brazil.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 285, p. 81–99, 2014.

CARVALHO, J. V. **Estruturas Magmáticas, Padrões de Fluxo Magmático e Campos de Paleotensão na Formação Serra Geral, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul, Brasil.** Trabalho de Conclusão de Curso, UFBA n. 71, 2014.

CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V; WOLFF, S.; **Mecanismo, Evolução e Cronologia do Rift Sul-Atlântico.** Boletim de Geociências da Petrobras, v. 2, n. 2/4, p. 255–265, 1988.

CORREA-GOMES L. C.; CARVALHO J. V. **Projeto Rife 2.** Relatório técnico interno, Petrobrás, 2014.

COWARD, M. P. **The analysis of flow profiles in a basaltic dyke using strained vesicles.** Journal of the Geological Society, v. 137, n. 5, p. 605–615, 1980.

DAVIS, G. H; REYNOLDS, S. J.; KLUTH, C.; **Structural geology of rocks and regions.** 3rd ed. Hoboken, N.J.: Wiley, c2012. xix, 839 p. ISBN 9780471152316, 2011.

DECKART, K. *et al.*; **New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 80, n. 1-2, p. 67–83, 1998.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL - DNPM. **Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina**. E=1:500 000. Florianópolis, 1986.

FINK, J. H.; FLETCHER, R. C.; **Ropy pahoehoe: Surface folding of a viscous fluid**. Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 4, n. 1-2, p. 151–170, 1978.

FOSSSEN, H. **Structural geology**. Cambridge: Cambridge University Press, xv, 463 p. ISBN 9780521516648, 2010.

FRANK, H. T.; GOMES, M. E.B.; FORMOSO, M.L.L. **Review of the areal extent and the volume of the Serra Geral Formation, Paraná Basin, South America**. Pesquisas em Geociências, v.36, n.1, p. 49-57, 2009.

FROZZA, M. E.; **Estratigrafia, arquitetura de fácies e geoquímica da Formação Serra Geral na Serra do Rio do Rastro, SC**. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal de Santa Catarina, 2015.

HAWKESWORTH, C. J. Y. *et al.*; **Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic**. Department of Earth Sciences, The Open University, n. 68, p. 221–240, 1992.

HAWKESWORTH, C. J. Y. *et al.*; **Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: Etendeka Province an example from the Parana**. Earth and Planetary Science v. 179, p. 335–349, 2000.

HON, K., KAUAHIKUA, J.; DENLINGER, R.; MACKAY, K. **Emplacement and inflation of pahoehoe sheet flows: observations and measurements of active lava flows on Kilauea Volcano, Hawaii**. Geological Society of America Bulletin, v.106, p. 351-370, 1994.

JACQUES, P. D.; **Tectônica transcorrente Mesozoica-Cenozoica na borda leste da Bacia do Paraná, estado de Santa Catarina**. Climate Change 2013: The Physical Science Basis, v. 53, n. September 2013, p. 1–36, 2013.

JERRAM, D. A. *et al.*; **Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia**. Journal of the Geological Society, London, v. 157, p. 513–516, 2000a.

KESZTHELY, L.; SELF, S.; THORDARSON, T.; **Flood lavas on Earth, Io and Mars**. Journal of Geological Society, London. v. 163, p. 253–264, 2006.

LANGE, F.; PETRI, S.; **The Devonian of the Paraná Basin**. In: BIGARELLA, J. J. (Ed.). Problems in Brazilian Devonian geology. Curitiba: Universidade Federal do Paraná, p. 5-55 (Boletim Paranaense de Geociências, 21/22), 1967.

MACHADO, F. *et al.*; **Geologia e litogeoquímica da Formação Serra Geral nos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul**. Geociências (São Paulo), v. v. 28, n., p. 523–540, 2009.

MANGA, M.; **Orientation distribution of microlites in obsidian.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 86, n. 1-4, p. 107–115, 1998.

MANTOVANI, M.; ZALÁN, P.; **Contribuição para o estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná.** Boletim de Geociencias, Rio de Janeiro, PETROBRAS, v. 11, p. 48–73, 1997.

MELFI, A. J.; PICCIRILLO, E. M.; NARDY, A. J. R.; **Geological and Magmatic aspects of the Paraná Basin - An Introduction.** In Piccirillo E. M., Melfi, A. J. (eds.). The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin. IAG-USP, p. 1-13, 1988.

MILANI, E. J.; **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.** 2v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILANI, E. J.; RAMOS, V. A.; **Orogenias Paleozóicas no domínio sul- ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná.** Revista Brasileira de Geociências, v. 28 (4), p. 473-484, 1998.

MILANI, E. J. *et al.*; **Bacia do Paraná.** Boletim de Geociencias, Rio de Janeiro, PETROBRAS, v. 15, n. 2, n. maio/nov, p. 265–287, 2007.

MOULIN, M., ASLANIAN, D., UNTERNEHR, P.; **A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean.** Earth Science Reviews. 98 (1–2), 1–37, 2010.

FLORISBAL, L. *et al.* **Tectonic significance of the Florianópolis Dyke Swarm , Paraná – Etendeka Magmatic Province : A reappraisal based on precise U – Pb dating.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 289, p. 140–150, 2014.

NEMCOK, M.; LISLE, R. J.; **A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets.** Journal of South American Earth Sciences, v. 17, n. 10, p. 1445 to 1453, 1995.

NETO R. B.; **Estruturas deformacionais da Bacia do Paraná no Domo de Lages - SC.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) - Universidade Federal de Santa Catarina, 2015.

PARK, R. G.; **Foundations of structural geology.** 3rd ed. London: Routledge. xii, 202 p. ISBN 9780748758029., 1997.

POLLARD, D. D., SALTZER, S. D., RUBIN, A. M.; **Stress inversion methods: are they based on faulty assumptions?** Journal of Structural Geology, v. 15, n. 8, p 1045-1054, 1993.

QUINTAS, M., MANTOVANI, M., ZALÁN, P. V.; **Contribuição ao estudo da evolução mecânica da Bacia do Paraná.** Brazilian Journal of Geology, v. 29, n. 2, p. 217–226, 1999.



RENNE, P. R. *et al.*; **The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous Boundary.** Science, v. 258, n. November, p. 1–5, 1992.

RENNE, P. R. *et al.*; **Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism.** Earth and Planetary Science Letters, v. 144, n. 1-2, p. 199–211, 1996a.

RENNE, P. R. *et al.*; **Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern Africa.** Geology, v. 24, n. 7, p. 659–662, 1996b.

ROCHA-JÚNIOR, E. R. V *et al.*; **Re-Os isotope and highly siderophile element systematics of the Paraná continental flood basalts (Brazil).** Earth and Planetary Science Letters, v. 337-338, p. 164–173, 2012.

ROSSETTI, L. M. *et al.*; **Stratigraphical framework of basaltic lavas in Torres Syncline main valley, southern Parana- Etendeka Volcanic Province.** Journal of South American Earth Sciences, v. 56, p. 409-421, 2014.

SALOMON, E. *et al.*; **Contrasting stress fields on correlating margins of the South Atlantic.** Gondwana Research, v. 28, n. 3, p. 1152–1167, 2014.

SLIM, A. *et al.*; **Surface wrinkling of a channelized flow.** Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, v. 465, n. 2101, p. 123–142, 2009.

SOARES, P. C.; **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles** 1991. 131 p. Tese para provimento de vaga de Professor Titular, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 1991.

SMITH, E. I.; RHODES, R. C.; **Flow Direction Determination of Lava Flows.** Geological Society of America Bulletin, n. 6, 1972.

SMITH, J. V.; **Structural analysis of flow-related textures in lavas.** Earth-Science Reviews, v. 57, p. 279–297, 2002.

STEWART, K. *et al.*; **3-D,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology in the Paraná continental flood basalt province.** Earth and Planetary Science Letters, v. 143, 95-109, 1996.

STICA, J.M., ZALÁN, P.V., FERRARI, A.L.; **The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas basin and the contextualization of the Paraná–Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the south Atlantic.** Marine and Petroleum Geology, v50, 1–21, 2014.

THIEDE, D. S. VASCONCELOS, P.; **Paraná flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  results.** Geology 38, 747–750, 2010.

TURNER, S. *et al.*; **Magmatism and continental break- up in the South Atlantic: high precision  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology.** Earth and Planetary Science Letters, v. 121, 333-348, 1994.

WAICHEL, B. L. *et al.*; **Pahoehoe flows from the central Paraná Continental Flood Basalts.** Bulletin of Volcanology, v. 68, n. 7-8, p. 599–610, 2 fev. 2006.

WAICHEL, B. L. *et al.*; **Stratigraphy and volcanic facies architecture of the Torres Syncline, Southern Brazil, and its role in understanding the Paraná–Etendeka Continental Flood Basalt Province.** Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 215-216, p. 74–82, fev. 2012.

WALKER, G. P. L.; **Pipe vesicles in Hawaiian basaltic lavas : Their origin and potential as paleoslope indicators.** 1987.

WATERS, A. C.; **Determining Directions of Flow in Basalts.** American Journal of Science, 1960.

WENTWORTH, C. K., MACDONALD, G. A.; **Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii.** Geological Survey Bulletin, 994. 1953.

ZALÁN, P. V. *et al.*; **The Paraná Basin, Brazil.** In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F.; EIDEL, J.J. (Ed.). Interior cratonic basins. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, p. 681-708, 1990.